

SÉRIE A n° 1399

N° D'ORDRE :

2264

# THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES  
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

**Joseph DEVAUX**

**1<sup>re</sup> THÈSE.** — L'ÉCONOMIE RADIO-THERMIQUE DES CHAMPS DE  
NEIGE ET DES GLACIERS.

**2<sup>e</sup> THÈSE.** — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 27 AVR 1933 1933 devant la Commission d'examen

|                |                      |
|----------------|----------------------|
| MM. FABRY..... | <i>Président.</i>    |
| MAURAIN.....   | } <i>Examineurs.</i> |
| LABROUSTE..... |                      |

PARIS

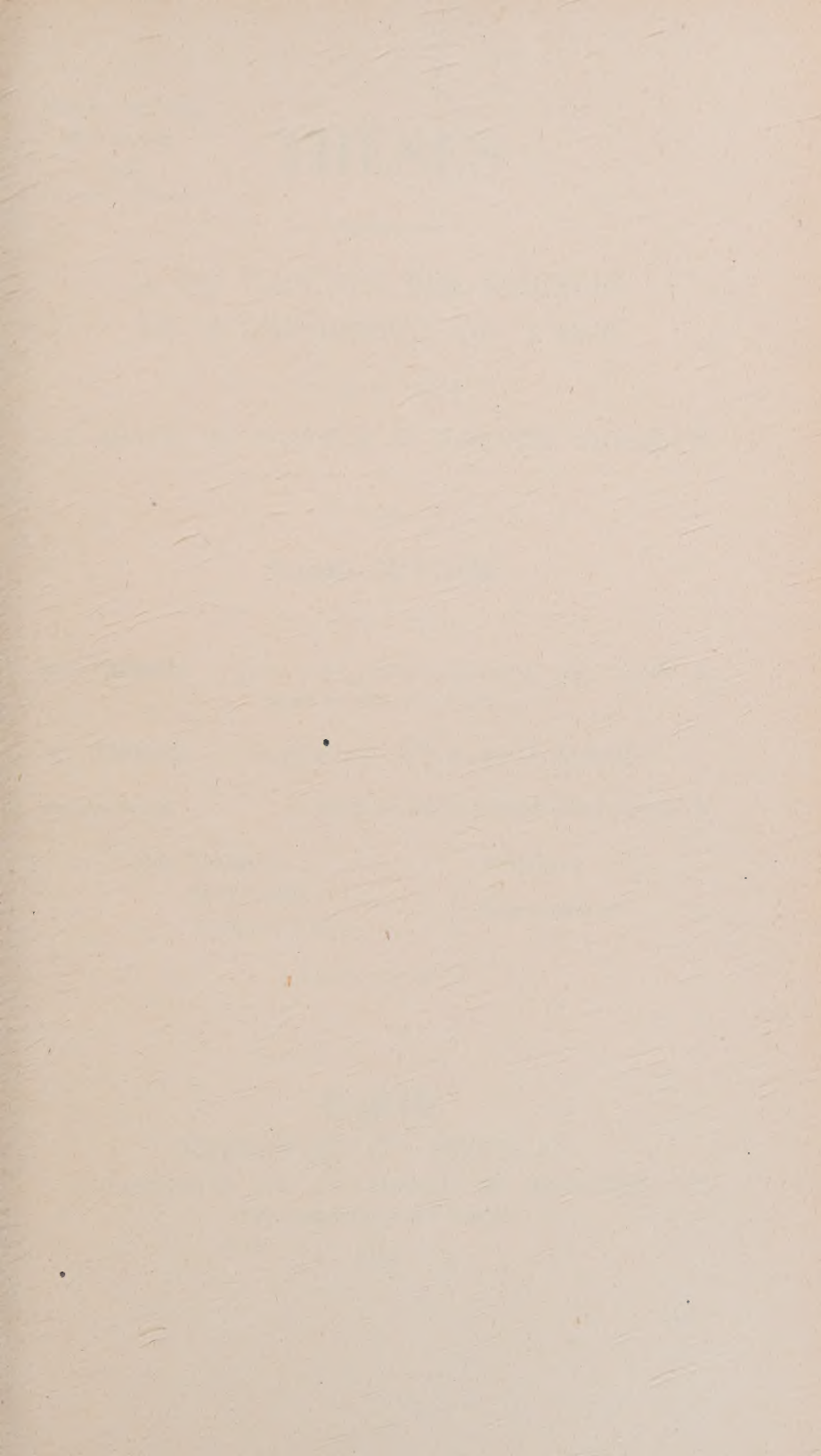
MASSON ET C<sup>ie</sup>, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN

1933







SÉRIE A N° 1399

N° D'ORDRE :

2264

---

# THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES  
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

**Joseph DEVAUX**

---

**1<sup>re</sup> THÈSE.** — L'ÉCONOMIE RADIO-THERMIQUE DES CHAMPS DE  
NEIGE ET DES GLACIERS.

**2<sup>e</sup> THÈSE.** — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

**Soutenues le** **1933** **devant la Commission d'examen**

MM. FABRY ..... *Président.*

MAURAIN..... } *Examineurs.*  
LABROUSTE..... }

---

**PARIS**

**MASSON ET C<sup>ie</sup>, ÉDITEURS**

**LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE**

**120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN**

**1933**

# FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

|                                   |                                                    |                                           |
|-----------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------|
| <i>Doyen</i> .....                | C. MAURAIN, <i>Professeur</i> , Physique du globe. |                                           |
| <i>Doyen honoraire</i> ....       | M. MOLLIARD.                                       |                                           |
| <i>Profess. honoraires</i> ..     | H. LE CHATELIER.                                   | EMILE PICARD.                             |
|                                   | H. LEBESGUE.                                       | RÉMY PERRIER                              |
|                                   | A. FERNBACH.                                       | LÉON BRILLOUIN.                           |
|                                   | A. LEDUC.                                          | A. DEREIMS.                               |
| <i>Professeurs</i> .....          | E. GOURSAT.....                                    | Analyse supérieure et algèbre supér.      |
|                                   | P. JANET.....                                      | Electrotechnique générale.                |
|                                   | F. WALLERANT.....                                  | Minéralogie.                              |
|                                   | P. PAINLEVÉ.....                                   | Mécanique anal. et mécanique céleste      |
|                                   | M. CAULLERY.....                                   | Zoologie (Evolution des êtres organisés)  |
|                                   | EMILE BOREL.....                                   | Calcul des probabilités et phys. mathém.  |
|                                   | H. ABRAHAM.....                                    | Physique.                                 |
|                                   | M. MOLLIARD.....                                   | Physiologie végétale.                     |
|                                   | E. CARTAN.....                                     | Géométrie supérieure.                     |
|                                   | GABRIEL BERTRAND                                   | Chimie biologique.                        |
|                                   | JEAN PERRIN.....                                   | Chimie physique.                          |
|                                   | L. LAPICQUE.....                                   | Physiologie générale.                     |
|                                   | M <sup>me</sup> P. CURIE.....                      | Physique générale et radioactivité.       |
|                                   | G. URBAIN.....                                     | Chimie générale.                          |
|                                   | L. MARCHIS.....                                    | Aviation.                                 |
|                                   | E. VESSIOT.....                                    | Théorie des fonct. et théorie des transf. |
|                                   | A. COTTON.....                                     | Physique générale.                        |
|                                   | J. DRACH.....                                      | Application de l'analyse à la géométrie.  |
|                                   | CHARLES FABRY.....                                 | Physique.                                 |
|                                   | R. LESPIEAU.....                                   | Théories chimiques.                       |
|                                   | P. PORTIER.....                                    | Physiologie comparée.                     |
|                                   | CHARLES PÉREZ.....                                 | Zoologie.                                 |
|                                   | E. BLAISE.....                                     | Chimie organique.                         |
|                                   | P.-A. DANGEARD.....                                | Botanique.                                |
|                                   | LÉON BERTRAND.....                                 | Géolog. structurale et géolog. appliquée. |
|                                   | E. RABAUD.....                                     | Biologie expérimentale.                   |
|                                   | G. JULIA.....                                      | Calcul différentiel et calcul intégral.   |
|                                   | PAUL MONTEL.....                                   | Mécanique rationnelle.                    |
|                                   | V. AUGER.....                                      | Chimie appliquée.                         |
|                                   | P. WINTREBERT.....                                 | Anatomie et histologie comparées.         |
|                                   | O. DUBOSCO.....                                    | Biologie maritime.                        |
|                                   | EUGÈNE BLOCH.....                                  | Physique théorique et phys. céleste.      |
|                                   | N.....                                             | Etude des combustibles.                   |
|                                   | L. LUTAUD.....                                     | Géogr. physique et géol. dynamique.       |
|                                   | HENRI VILLAT.....                                  | Mécanique des fluides et applications.    |
|                                   | CH. JACOB.....                                     | Géologie.                                 |
|                                   | P. PASCAL.....                                     | Chimie minérale.                          |
|                                   | E. ESCLANGON.....                                  | Astronomie.                               |
|                                   | H. BENARD.....                                     | Mécanique expérimentale des fluides.      |
|                                   | C. MAUGUIN.....                                    | Minéralogie.                              |
|                                   | L. BLARINGHEM.....                                 | Botanique.                                |
|                                   | A. GUILLIERMOND.....                               | Botanique (P. C. N.).                     |
|                                   | A. DENJOY.....                                     | Mathématiques générales.                  |
|                                   | A. DUFOUR.....                                     | Physique (P. C. N.).                      |
|                                   | H. BÉGHIN.....                                     | Mécanique physique et expérimentale.      |
|                                   | De BROGLIE.....                                    | Théories physiques.                       |
| E. PÉCHARD.....                   | Chimie (Ens. P. C. N.)                             | FOCH..... Méc. exp. des fluides.          |
| A. GUILLET.....                   | Physique.                                          | PAUTHENIER..... Physique (P. C. N.).      |
| M. GUICHARD.....                  | Chimie minérale.                                   | VILLEY..... Méc. phys. et expér.          |
| A. MICHEL-LEVY.....               | Pétrographie.                                      | LABROUSTE..... Physique du Globe.         |
| H. MOUTON.....                    | Chimie physique.                                   | FREUNDLER..... Chimie (P. C. N.).         |
| L. DUNOYER.....                   | Optique appliquée.                                 | PRENANT..... Zoologie.                    |
| M. JAVILLIER.....                 | Chimie biologique.                                 | P. JOB..... Chimie générale.              |
| ROBERT-LÉVY.....                  | Zoologie.                                          | CHRETIEN..... Optique appliquée.          |
| A. DEBIERNE.....                  | Radioactivité.                                     | G. BOHN..... Zoologie (P. C. N.).         |
| E. DARMOIS.....                   | Physique.                                          | R. COMBES..... Sc. Natur. (P. C. N.).     |
| G. BRUHAT.....                    | Physique.                                          | GARNIER..... Méc. Rationnelle.            |
| F. PICARD.....                    | Zool. (Ev. êtres org.)                             | PERES..... Méc. des fluides.              |
| L. JOLEAUD.....                   | Paléontologie.                                     | LAUGIER..... Physiologie générale.        |
| M. FRECHET.....                   | Calcul des probab.<br>et phys. math.               | TOUSSAINT..... Techn. aéronautique.       |
| M <sup>me</sup> RAMART-LUCAS..... | Chimie organ.                                      | HACKSPILL..... Chimie (P. C. N.).         |



*Secrétaire*..... A. PACAUD  
*Secrétaire honoraire*... D. TOMBECK

A MON PÈRE

le professeur HENRI DEVAUX



La plus grande partie de ce travail a été effectuée à l'Institut et Observatoire de physique du Globe du Pic du Midi. Qu'il me soit permis de remercier M. Dauzère, Directeur de cet Institut, qui, en m'attachant au service de l'Observatoire, a mis à ma disposition toutes les ressources de cette belle station scientifique de montagne, et a consenti à me donner toutes facilités pour faire des recherches non seulement au Pic du Midi, mais aussi sur les glaciers des Pyrénées, des Alpes et même du Groenland.

J'ai aussi une grande dette de reconnaissance envers MM. Fabry, Maurain et Charcot. M. le professeur Ch. Fabry, Directeur de l'Institut d'Optique, a bien voulu s'intéresser dès le début à mes recherches et m'a donné des conseils qui ont été pour moi un précieux encouragement. Je remercie particulièrement M. Fabry d'avoir bien voulu accepter la présidence de ma thèse. J'ai trouvé également auprès de M. le Doyen Maurain un maître et un conseiller rempli d'une bienveillance inépuisable. Je remercie enfin le Commandant Charcot de m'avoir accordé le privilège de prendre part à sa dernière croisière au Groenland, avec les compagnons de choix qu'il avait réunis sur le *Pourquoi pas ?*



Digitized by the Internet Archive  
in 2026

# L'ÉCONOMIE RADIO-THERMIQUE DES CHAMPS DE NEIGE ET DES GLACIERS

Par JOSEPH DEVAUX

(Observatoire du Pic du Midi).

**SOMMAIRE.** — L'auteur, demeurant toute l'année à l'Observatoire du Pic du Midi (2 860 m.), en a profité pour étudier la neige pendant plusieurs hivers ; il a étudié certains glaciers des Pyrénées et des Alpes et a fait quelques mesures au Groenland.

1<sup>o</sup> *La température* de la neige est mesurée à l'aide de thermomètres et surtout de couples cuivre-constantan ; un dispositif enregistreur donne la variation diurne de température de 11 sondes placées à des profondeurs différentes dans la neige. On donne les caractéristiques essentielles de la variation diurne, l'influence de la saison, du relief, etc...

2<sup>o</sup> *La conductibilité calorifique  $k$*  de la neige est étudiée par trois méthodes : 1<sup>o</sup> régime variable ; surfaces isothermes planes ; 2<sup>o</sup> régime pseudo-permanent ; surfaces isothermes cylindriques ; 3<sup>o</sup> régime permanent ; surfaces isothermes sphériques. Les trois méthodes donnent sensiblement les mêmes résultats ; en première approximation  $k$  est uniquement fonction de la densité : formule empirique  $k = 7 (1 + 100 \rho^2) 10^{-8}$  p. c. cm. sec.

3<sup>o</sup> On mesure l'albedo des champs de neige et des glaciers, pour en déduire leur *facteur d'absorption*, qu'il est intéressant de connaître au point de vue de l'économie de ces champs en particulier, et au point de vue de l'économie du globe terrestre en général. Des mesures photométriques sous filtres permettent de connaître ce facteur pour des rayonnements pratiquement monochromatiques dans le visible ; des mesures actinométriques sous verre permettent de connaître ce facteur pour le flux énergétique solaire et le flux diffusé par le ciel.

4<sup>o</sup> On étudie la *pénétration des radiations solaires* à l'intérieur des champs de neige et des glaciers à l'aide d'un photomètre et d'un « actinomètre sonde ». On trouve expérimentalement une décroissance exponentielle en fonction de la profondeur, ce qui permet de caractériser cette pénétration par le « pouvoir d'affai-

blissement par transmission de la surface » et par le « coefficient d'affaiblissement dans la masse ». Le processus même de la destruction des glaciers par les radiations solaires produit une altération de leur surface, ce qui diminue leur facteur d'absorption ; on peut donc appeler ce phénomène « *la défense radiothermique des glaciers* ».

5<sup>o</sup> Quelques considérations théoriques simples permettent de déterminer « l'albedo intérieur » de la neige par deux méthodes indirectes qui donnent les mêmes résultats et de calculer le *coefficient d'absorption* de la glace pure d'après les mesures photométriques faites sur la glace diffusante des glaciers. Avec des hypothèses simplificatrices, on peut montrer que le flux à l'intérieur d'un milieu trouble, limité par un plan recevant un éclairage uniforme, décroît suivant une loi exponentielle, comme on l'a déjà montré expérimentalement pour la neige et les glaciers.

Les principaux résultats numériques sont donnés dans le résumé, à la fin du mémoire.

---

## INTRODUCTION

Considérons une couche de neige ou de glacier. Elle reçoit ou perd de la chaleur par ses deux faces. Toutefois l'échange d'énergie qui se produit avec le sol semble, en général, faible vis-à-vis de celui qui se produit par sa face supérieure. Il convient donc d'étudier, avant tout, ce qui se passe à la surface.

La surface d'un champ de neige échange de l'énergie avec les milieux extérieurs par deux processus différents : par son contact avec l'air et par rayonnement. Pour l'influence de l'air, il faut considérer deux effets combinés :

1° Il se produit une évaporation ou une condensation à la surface de la neige ;

2° L'air chauffe ou refroidit la surface en son contact par conduction.

Au point de vue rayonnement, il faut aussi considérer deux faits simultanés, mais indépendants :

1° La neige perd toujours de l'énergie par rayonnement ;

2° Elle reçoit toujours des rayonnements qu'elle absorbe en partie et qui l'échauffent. Suivant les cas, l'effet résultant est un gain ou une perte de chaleur.

J'aurais voulu étudier avec quelques détails ces différents facteurs, afin de pouvoir établir avec des coefficients numériques une équation complète de l'économie d'un champ de neige ou d'un glacier. Malheureusement, il est très difficile d'étudier l'influence de l'air. Plusieurs auteurs l'ont tenté ; en particulier, Bruno Rolf <sup>(1)</sup> a fait des mesures d'évapora-

(1) BRUNO ROLF, Note sur la condensation et l'évaporation qui se produisent à la surface d'une couche de neige (*Arkiv för Matematik Astronomi och Fysik*, de l'Académie royale de Suède, t. IX, n° 35).

tion en Laponie, et A. Ångström <sup>(1)</sup> a étudié l'échauffement de la neige produit par l'air. Ce dernier introduit un coefficient qui a les dimensions d'une conductibilité ; mais, bien qu'il ait opéré pendant la nuit arctique, c'est-à-dire dans des circonstances simplifiées, il trouve que ce coefficient varie beaucoup avec le vent. Or, dans les conditions où j'opérais, l'étude de cette question était rendue à peu près inextricable. En plus des variations continues du vent et de la tension de vapeur d'eau, il ne faut pas oublier que, sur les sommets des montagnes, la neige, même par belle période, est couramment remaniée par le vent, qui la balaie en grandes traînées de neige volante : on ne peut opérer que lorsque la couche de neige est à peu près stabilisée.

En définitive, j'ai dû renoncer à étudier de près la question complète de l'économie. J'ai surtout étudié la conductibilité calorifique de la neige, et l'absorption des radiations solaires par la neige et les glaciers. Cette dernière question est fondamentale, car l'échange d'énergie sous forme de radiations joue un rôle considérable dans les montagnes.

Maintenant, dans l'exposé de ce travail, je me limiterai à la seule question qui concerne l'économie radio-thermique de la neige et des glaciers. J'éviterai d'allonger l'exposé par des considérations de cas particuliers. Je décrirai simplement les mesures qui m'ont conduit à des résultats quantitatifs d'un caractère général, et fournirai surtout les données numériques pouvant avoir un intérêt pratique en physique du globe.

---

(1) ANDERS ÅNGSTRÖM, On the radiation and temperature of snow and the convection of the air at its surface (*Arkiv för Matematik Astronomi och Fysik*, de l'Académie royale de Suède, t. XIII, n° 21.

## PREMIÈRE PARTIE

### LA TEMPÉRATURE DE LA NEIGE SA CONDUCTIBILITÉ CALORIFIQUE

#### CHAPITRE PREMIER

##### Méthodes de mesures.

La neige n'est pas un corps homogène : c'est un ensemble de petits grains de glace irréguliers, de l'ordre du millimètre cube ou même moins ; les intervalles sont remplis d'air. On peut cependant parler de la température de la neige en un point physique ; par exemple, dans un petit volume de l'ordre du centimètre cube, les cristaux de glace et l'air sont à la même température pour une précision déterminée de mesures.

Cependant, il est plus difficile qu'on ne pourrait le croire de mesurer cette température. En premier lieu, la neige ayant une conductibilité calorifique très faible, comme je le montrerai plus loin, il faut utiliser des thermomètres qui ne risquent pas d'amener des perturbations par conduction. En second lieu, pendant le jour, le rayonnement solaire pénètre à l'intérieur de la neige et chauffe les thermomètres ; on ne saurait trop se méfier de l'erreur qui en résulte. Je reviendrai sur ce point dans la seconde partie de ce travail.

**Thermomètres.** — J'ai utilisé en 1926, 1927 et 1928, des thermomètres à mercure et surtout à alcool, construits spécialement pour ce genre de mesures. Un inconvénient grave

de ces appareils provient de la conductibilité calorifique du verre qui est beaucoup plus grande que celle de la neige fraîche : l'apport de chaleur le long de la tige n'est pas négligeable, surtout pour les faibles profondeurs. C'est pourquoi je ne tiens pour valables que les mesures effectuées avec ces thermomètres sur les névés permanents et les glaciers, dont la conductibilité calorifique est voisine de celle du verre.

**Couples thermo-électriques.** — J'ai utilisé en 1929, 1930 et 1931, le couple cuivre-constantan. Ce couple présente de gros avantages : la loi de variation de la force électromotrice en fonction de la température est presque linéaire entre  $0^{\circ}$  et  $-30^{\circ}$  ; les fils de cuivre et de constantan se manipulent et se soudent facilement.

Comme je me proposais d'étudier la variation diurne de la température de la neige à différentes profondeurs, j'ai surtout utilisé, après divers essais, le dispositif suivant :

Perpendiculairement à une tige de bois bien rigide sont fixées 9 minces lattes de bois portant chacune une soudure à son extrémité. Deux soudures supplémentaires, constituées par des fils fins, se placent l'une à la surface de la neige, l'autre dans l'air à quelques centimètres de la surface. Les autres soudures se trouvent respectivement aux profondeurs : 2, 5, 9, 14, 20, 27, 35, 45 et 60 cm. Tout le bâti est peint au ripolin blanc.

La soudure de comparaison commune est maintenue à  $0^{\circ}$  par de la neige fondante. Un commutateur permet de brancher successivement les onze couples sur un galvanomètre placé dans une salle de l'Observatoire.

**Dispositif enregistreur.** — Il y a intérêt, pour une pareille étude, à multiplier les mesures. C'est pourquoi, après avoir effectué des milliers de mesures, dans des conditions manquant souvent de confort, j'ai installé un dispositif enregis-

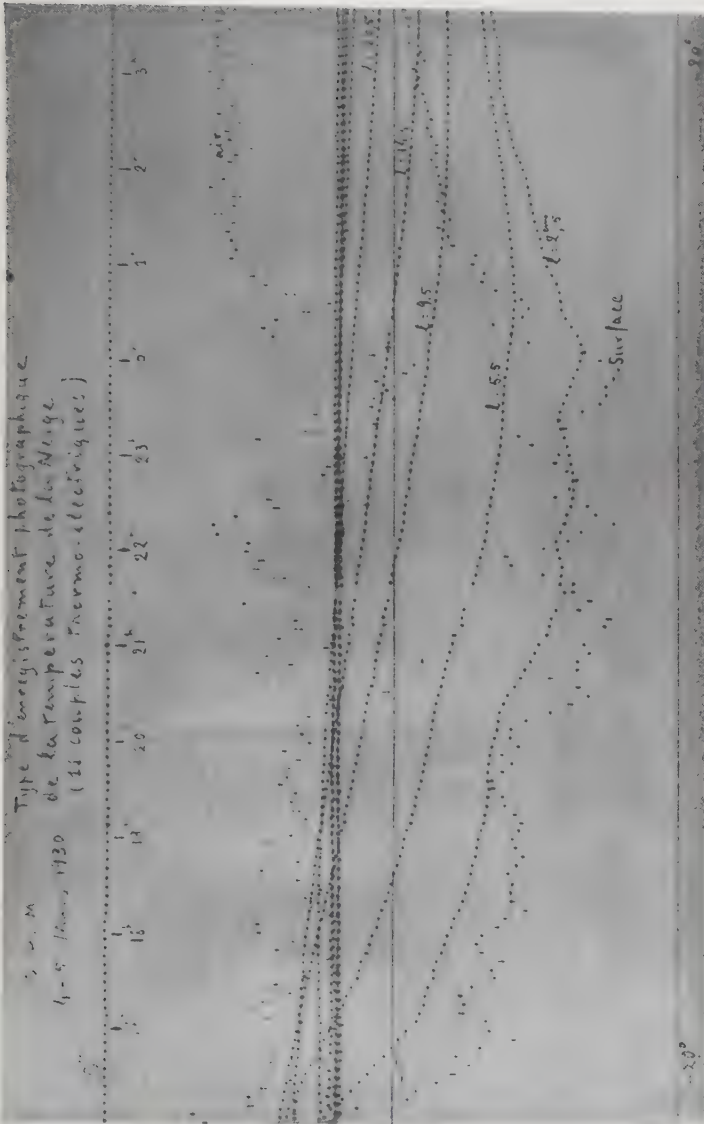


Fig. 1.  
Type d'enregistrement photographique de la température de la neige à différentes profondeurs.



treur donnant simultanément les courbes de température des onze couples précédemment décrits.

Un puissant mouvement d'horlogerie fait tourner le commutateur, et les déviations s'inscrivent par pointés sur un papier photographique enroulé sur un cylindre enregistreur. Il se produit un pointé toutes les 30 secondes et par suite, pour chaque couple, un pointé toutes les 6 minutes. Pour la température de la neige à partir de 1 ou 2 cm. de profondeur, ces pointés sont pratiquement équivalents à un trait continu, comme le montre le graphique I.

---

## CHAPITRE II

### Résultats.

Mon but, en entreprenant ce travail, n'était pas de faire la climatologie de la neige des Pyrénées. Je me proposais avant tout de faire des mesures en sachant ce que je mesurais, et de tâcher, après tâtonnements critiques, d'en déduire ce que je pourrais de général sur les propriétés calorifiques de la neige. Je n'ai pas poursuivi d'une manière continue des mesures de température ; mais j'en ai fait un grand nombre : je ne donnerai pas des moyennes, mais des ordres de grandeur typiques, des indications générales (1).

Variation diurne de la température d'un champ de neige. — J'ai poursuivi la plus grande partie des mesures vers le milieu de la couche de neige qui recouvre la terrasse de l'Observatoire. En cet endroit, la neige atteint une épaisseur de l'ordre de 5 m., en hiver, et la conserve pendant le tout printemps. La surface est à peu près plane, horizontale, et relativement régulière ; l'horizon est assez dégagé.

(1) On a surtout étudié la température de la neige dans les pays nordiques. On consultera à ce sujet l'ouvrage suivant qui contient une copieuse bibliographie :

J. KERÄNEN : *Ueber die temperatur der bondens und der Schneedecke in Sodankylä. Nach Beobachtungen mit Thermoelementen* (Helsinki, 1920. Suomalaisen Tiedeakatemian Kustantama).

Pour la neige en montagne je ne connais que J. Vallot qui se soit occupé avec soin de la question. Malheureusement cet expérimentateur n'a publié qu'une faible partie de ses résultats (*C. R.*, 156, p. 1575).

De l'ensemble des mesures, on peut tirer les résultats généraux suivants :

A. *Ciel pur.* — Lorsque le ciel est pur ou peu nuageux, la variation diurne en surface est très grande, même lorsque la variation de la température de l'air est négligeable. L'amplitude de la variation atteint  $20^{\circ}$  à  $30^{\circ}$ . Pendant la journée la courbe présente une allure sinusoïdale. Il n'est pas rare, vers le milieu du jour, de voir la neige commencer

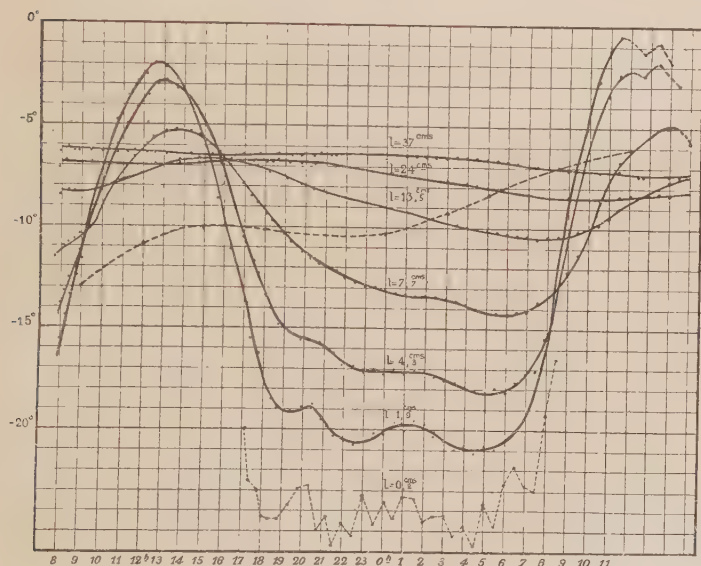


Fig. 2. — Variation diurne de la température de la neige.  
Observation du Pic du Midi, 5-6 février 1929.

à fondre en surface, même lorsque la température de l'air reste au voisinage de  $-10^{\circ}$ . Puis elle baisse dans l'après-midi et, pendant la nuit, descend bien au-dessous de la température de l'air. Si la température de l'air et le degré hygrométrique varient peu dans le cours de la nuit, et s'il n'y a que peu de vent, elle reste de  $-5^{\circ}$  à  $-10^{\circ}$  au-dessous

de celle de l'air. Cette différence est d'autant plus grande que le degré hygrométrique est plus bas. Mais le vent amène des perturbations dans l'allure régulière, en tendant à diminuer cet écart. Lorsque le degré hygrométrique atteint des valeurs faibles, et lorsque la neige est peu dense, la différence de température peut atteindre des valeurs très grandes. Par exemple, dans la nuit du 5 au 6 février 1929, la température de la neige en surface était de  $-25^{\circ}$ , alors que le thermomètre enregistreur météorologique indiquait  $-10^{\circ}$ , soit  $15^{\circ}$  de différence.

L'amplitude de la variation diurne de température subit en profondeur un amortissement rapide, suivant une loi grossièrement exponentielle. L'amplitude est de l'ordre de  $1^{\circ}$  à 30 cm. de profondeur. L'heure du maximum diurne subit également un décalage grossièrement proportionnel à la profondeur. Il est de l'ordre de 2 heures à 10 cm. de profondeur.

La figure n<sup>o</sup> 2 reproduit le graphique que j'ai tracé d'après des mesures faites avec des couples thermo-électriques les 5 et 6 février 1929. C'est le cas typique de la variation diurne par ciel pur.

B. *Influence de la nébulosité.* — Lorsque le ciel est très nuageux en nuages épais et peu élevés au-dessus de l'Observatoire, ou par temps de brouillard, la température de la neige en surface est peu différente de celle de l'air (abri météorologique). La température en profondeur dépend de l'évolution antérieure.

Quant aux intermédiaires, ciel nuageux et variable, on conçoit qu'il soit difficile de donner des renseignements généraux. Mais l'évolution se déduit logiquement des cas extrêmes. Il faut noter cependant ceci : les nuages élevés (*cirrus*, *cirro-stratus*), entravent l'évolution diurne de la température, mais n'ont pas une grosse influence sur le refroidissement nocturne. Au contraire, les nuages moyens (*alto-stratus* *alto-cumulus*) entravent également beaucoup le refroidissement nocturne.

C. *Influence de la saison.* — L'évolution que je viens de décrire concerne spécialement l'hiver. Envisageons maintenant l'été.

On peut encore étudier au début de l'été le névé qui subsiste jusqu'en juillet sur la terrasse du Pic du Midi. Mais il n'y a pas de neige permanente dans le massif. C'est pourquoi j'ai surtout étudié en été les névés permanents et glaciers des massifs du Vignemale et du Mont Perdu. En août et en septembre par belles périodes, la surface horizontale et dégagée de ces glaciers est toujours à 0° pendant la journée. La température superficielle s'abaisse pendant tout le cours de la nuit, et le refroidissement se propage progressivement dans la profondeur. Dès que les rayons solaires viennent frapper la surface, la température remonte rapidement; et la glace fond toute la journée.

J'ai donné les caractéristiques essentielles de la variation diurne pour les deux cas extrêmes, été et hiver. Dans les Pyrénées, il n'y a guère lieu de considérer l'automne, car on passe brusquement de l'été à l'hiver, avec l'arrivée des premières tourmentes de neige, vers la fin d'octobre.

Au printemps, l'allure la plus fréquente au Pic du Midi, par belle et chaude période après une période froide de tourmente, est la suivante :

Pendant la journée, la neige atteint 0° sous une certaine épaisseur variable suivant les cas, et s'abaisse pendant la nuit même si le minimum de température de l'air reste supérieur à 0°.

On ne saurait d'ailleurs trop insister sur les irrégularités du climat des Pyrénées. Au Pic du Midi (2.860 m.) il n'est pas rare de voir la température de l'air monter bien au-dessus de 0° en janvier, et descendre bien au-dessous en août. Naturellement la température de la neige se ressent de ces irrégularités.

D. *Influence du relief.* — J'ai envisagé jusqu'à présent le cas d'une couche horizontale à horizon dégagé. C'est, en

montagne, un cas particulier ; mais c'est aussi le cas *moyen*. On ne peut songer à étudier toutes les pentes et orientations. Cependant les ordres de grandeurs indiqués plus haut permettent de se rendre compte *à priori* de ce qui se passe approximativement dans d'autres cas. Par exemple, une pente de neige inclinée au Sud s'échauffera plus qu'une couche horizontale ; pour une pente inclinée à l'Est, le maximum aura lieu le matin... etc. <sup>(1)</sup>.

Un cas particulier, intéressant et fréquent, est celui de la neige située dans l'ombre. *Par ciel pur, en effet, la température de la neige à l'ombre est toujours inférieure à la température de l'air ; la différence est presque aussi grande que pendant la nuit.* Par exemple, le 23 février 1928, la neige située à l'ombre du blockhaus avait une température en surface de  $-14^{\circ}$ , pour une température de l'air de  $+3^{\circ}$ , soit une différence de  $17^{\circ}$ . C'est là, il est vrai, un cas extrême : le degré hygrométrique était excessivement faible. Mais l'écart dépasse couramment  $10^{\circ}$ . D'ailleurs la neige n'a pas besoin de se trouver dans une ombre de grandes dimensions, il suffit d'une ombre de  $1\text{ m}^2$  ou même moins, pour qu'elle s'abaisse ainsi bien au-dessous de la température de l'air. Pour que ce refroidissement se manifeste nettement, il suffit que la neige soit abritée des rayons *directs* du Soleil ; un fort éclaircissement, produit par des pentes de neiges voisines, en plein Soleil, a peu d'influence.

E. *Interprétation.* — Ces résultats peuvent s'expliquer, au moins qualitativement, en considérant les échanges d'énergie sous forme de rayonnement.

Une surface de neige absorbe très peu les radiations visibles,  $1/20$  environ ; par contre, dès le début de l'infrarouge,

(1) J'ai pratiqué à plusieurs reprises des coupes dans des crêtes et des corniches de neige, pour prendre la densité et la température d'une section. Les courbes isothermes ont parfois une allure régulière ; mais ces mesures présentent surtout un intérêt de curiosité.

elle absorbe beaucoup plus. Il en résulte, comme je le montrerai plus loin, qu'elle absorbe environ un tiers du flux énergétique solaire. Enfin pour les grandes longueurs d'onde (aux environs de  $10\ \mu$ ) elle absorbe à peu près tout : des mesures de laboratoire m'ont tout au moins montré que de la neige fondante rayonnait sensiblement comme le corps noir à  $0^{\circ}$ .

Pendant les nuits claires (ciel pur ou cirrus) on sait que le rayonnement émis par l'atmosphère est relativement faible, Pour une température déterminée, il est d'autant plus faible que le degré hygromètre est lui-même plus faible. Or, pour les grandes longueurs d'ondes, la neige se comporte à peu près comme le corps noir, et sa conductibilité calorifique est faible, comme je le montrerai plus loin. Le rayonnement émis par l'atmosphère et absorbé par la neige ne compense que partiellement l'énergie qu'elle perd par rayonnement. Dans ces conditions, on s'explique le refroidissement des couches superficielles pendant les nuits sèches.

Cependant, comme la neige absorbe une proportion très appréciable du flux énergétique solaire, elle s'échauffe beaucoup dans la journée, lorsqu'elle reçoit le rayonnement direct du Soleil. Mais, si elle est à l'abri de ce rayonnement direct, elle ne reçoit plus que le rayonnement solaire diffusé, et le rayonnement émis par le ciel. On sait que si ce dernier existait seul, la neige se refroidirait beaucoup, comme pendant la nuit. D'autre part, le rayonnement diffusé provient de l'air (diffusion moléculaire) et des pentes de neige. L'air diffuse surtout les radiations de petites longueurs d'onde (loi en  $1/\lambda^4$ ) que la neige absorbe peu. De même elle absorbe peu les radiations que lui renvoient les pentes de neige opposées, puisque ces pentes lui renvoient surtout les radiations qu'elle absorbe peu. Les rayonnement diffusés échauffent donc très peu la neige. On s'explique ainsi le refroidissement considérable de la neige dans l'ombre.

De même, la présence de nuages en plein jour n'agit guère

par le rayonnement qu'ils diffusent, car l'eau absorbe d'une manière analogue à la glace; ils agissent surtout par le rayonnement qu'ils émettent. En somme, pour une couche de neige située dans l'ombre, la présence du Soleil dans le ciel n'intervient guère directement; elle a surtout une influence indirecte, par échauffement de l'air et des différents corps dont la neige reçoit le rayonnement.

*Remarque.* — On peut se demander si l'évaporation ne joue pas aussi un rôle important dans le refroidissement de la neige par temps sec. Mais cette évaporation est très faible, surtout pour les basses températures. Des expériences critiques montrent que l'évaporation joue un rôle secondaire dans le refroidissement de la neige ombragée et pendant la nuit.

---

### CHAPITRE III

#### La conductibilité calorifique de la neige.

Pour exprimer quelque chose de général en ce qui concerne la température de la neige et la manière dont la chaleur se propage dans ce milieu, il faut connaître sa densité, sa chaleur spécifique et sa conductibilité calorifique.

Pour mesurer la densité (poids spécifique), il suffit de peser un volume connu de neige. On peut prélever assez facilement un volume déterminé de neige en enfonçant dans sa masse un tube cylindrique de métal très mince, puis en coupant le cylindre ainsi obtenu au ras du tube métallique.

On admet en général que la chaleur spécifique de la neige est la même que celle de la glace. Il faut cependant remarquer que la neige renferme de l'air qui tend constamment à se saturer de vapeur d'eau. Il y a changement d'état partiel. Par suite, la neige doit avoir une chaleur spécifique apparente plus grande que celle de la glace ; la différence doit être d'autant plus forte que la densité est plus faible, et doit varier avec la température. Cet écart reste cependant très faible : en première approximation on peut admettre que la chaleur spécifique est celle de la glace, soit 0,50 pour les températures considérées.

Reste à connaître la conductibilité. Il est évident qu'elle doit beaucoup varier avec la structure et spécialement avec la densité.

*Méthodes de mesures de la conductibilité.* — Divers auteurs étrangers ont calculé cette conductibilité. Le plus

•

souvent ils utilisent pour cela les variations diurnes naturelles de la température des couches peu profondes. Keränen, entre autres, décompose les courbes expérimentales en série de Fourier et applique la loi de propagation d'une onde sinusoïdale. Il faut admettre que la variation est périodique; la condition se trouvait peut être assez bien réalisée dans les conditions où ont opéré ces auteurs, mais elle est rarement réalisée au Pic du Midi : je ne pouvais guère l'admettre. Je trouve aussi la méthode un peu compliquée pour une pareille étude, où il est difficile de poursuivre une discussion d'erreur. D'ailleurs Keränen constate que certaines conditions théoriques ne sont pas réalisées <sup>(1)</sup>.

Enfin je fais une critique plus grave à cette méthode. Elle fait intervenir la température de la neige pendant le jour. J'ai dit que dans la journée les mesures se trouvaient faussées par l'échauffement des thermoscopes qui absorbaient les radiations solaires. Mais, même dans le cas où l'on se mettrait à l'abri de cette cause d'erreur, la méthode serait critiquable. Les radiations qui pénètrent à l'intérieur de la neige sont absorbées par cette dernière : on n'a plus affaire à un pur phénomène de conductibilité calorifique, mais encore d'absorption sélective. Il faudrait, soit montrer que cet apport d'énergie est négligeable, soit faire des corrections délicates.

Pour étudier la conductibilité de la neige j'ai donc cherché :

1° A n'employer que des méthodes aussi simples que possible : si l'on ne peut faire de discussion d'erreur précise, on

<sup>(1)</sup> Keränen, après avoir comparé ses résultats à ceux de ses prédécesseurs (Abels, Jansson, Hjelström, Okada), conclut que pour une densité faible la méthode de calcul basée sur la décroissance de l'amplitude de la variation diurne en fonction de la profondeur, donne en gros, des valeurs de la conductibilité qui ne sont que la moitié de celles obtenues d'après le temps de phase (voir le mémoire déjà cité).

se rend compte, dans le cours du calcul, s'il est *honnête* de le faire ;

2° A n'utiliser que des mesures pour lesquelles ne pouvait intervenir le rayonnement solaire ;

3° A utiliser plusieurs méthodes aussi différentes que possible pour voir si elles donnaient les mêmes résultats ;

4° A étudier la neige sur place pour ne pas modifier ses propriétés.

Voici les trois méthodes que j'ai utilisées.

1. Méthode des variations naturelles (Surfaces isothermes planes). — Considérons un champ de neige dont la surface est pratiquement plane sur une grande étendue. On peut admettre que les surfaces isothermes sont des plans parallèles à la surface ; je l'ai d'ailleurs vérifié approximativement dans certains cas. Les surfaces d'égale densité sont aussi des plans parallèles aux précédents. La chaleur spécifique est constante.

La définition même de la conductibilité  $k$  donne, pour un instant quelconque  $t$  :

$$c \int_{l_1}^{l_2} \rho \frac{dT}{dt} dl = k_1 \frac{dT_1}{dt} - k_2 \frac{dT_2}{dt},$$

$k_1$ ,  $k_2$  et  $T_1$ ,  $T_2$  étant les conductibilités et températures aux profondeurs  $l_1$ ,  $l_2$  ;  $\rho$  la densité et  $c$  la chaleur spécifique.

On constate d'ailleurs souvent que le gradient de température décroît rapidement avec la profondeur. On a :

$$C \int_{l_1}^{\infty} \rho \frac{dT}{dt} dl = k_1 \frac{dT_1}{dt}.$$

Si l'on a étudié la variation de température en fonction du temps à différentes profondeurs, on peut, pour chacune de ces profondeurs, tracer les courbes  $T = f(t)$  et, par dérivation graphique, en déduire les valeurs de  $\frac{dT}{dt}$  pour l'instant considéré. Connaissant également  $\rho$  on peut tracer la courbe

$\rho \frac{dT}{dt} = \varphi(l)$  et par intégration graphique connaître  $\int_{l_1}^{\infty} \rho \frac{dT}{dt} dl$ .

D'autre part on trace la courbe  $T = \psi(l)$  pour le même instant; une dérivation graphique donne  $\frac{dT}{dl}$ . On en déduit la valeur de  $k_1$  pour la profondeur  $l_1$  et pour l'instant considéré.

On m'objectera que les dérivations graphiques sont très imprécises. Cependant, en faisant la détermination vers le milieu de la nuit, on constate que les courbes  $T = f(t)$ ;  $T = \psi(l)$  ont, pour  $l$  de l'ordre de quelques centimètres, une allure régulière et un rayon de courbure faible : on peut mesurer les pentes avec une approximation intéressante.

**2. Méthode du cylindre chauffant (surfaces isothermes cylindriques).** — J'ai utilisé un cylindre d'environ 2 m. de long et 2 cm. de diamètre, contenant un fil de résistance uniforme chauffé par un courant électrique. Un cadre de bois très léger fixé à la tige portait des couples situés à différentes distances du cylindre; les fils étaient parallèles à l'axe de ce dernier, et les soudures au milieu du cadre. L'ensemble du bâti étant placé dans la masse de neige de température uniforme, comme je l'indiquerai plus loin, je lançais un courant de chauffage que je laissais constant plusieurs heures de suite, et suivais la variation de température de la neige aux différentes distances  $l_1, l_2, \dots$ , de l'axe.

La figure 1 du graphique 3 montre l'allure des courbes. La température ne tend pas vers une limite.

Pour chercher à calculer  $k$  d'une manière simple, je commence par faire la remarque suivante :

Par dérivation graphique, nous pouvons tracer la courbe  $2\pi l \frac{dT}{dt} = \psi(l)$  pour différentes valeurs de  $l$ . Chaque courbe représente à l'instant considéré la quantité de chaleur que reçoit par unité de temps une couche élémentaire cylindrique en fonction de  $l$ . La deuxième figure du graphique 3 montre que l'ensemble de la courbe se déplace vers les  $l$  croissant en

fonction du temps. A 22 heures la quantité de chaleur reçue entre  $l = 1$  cm. et  $l = 4$  cm. est faible devant celle qui échauffe les couches plus lointaines. On peut dire que toute la chaleur fournie par la tige traverse, pratiquement, les couches comprises entre 1 et 4 cm.

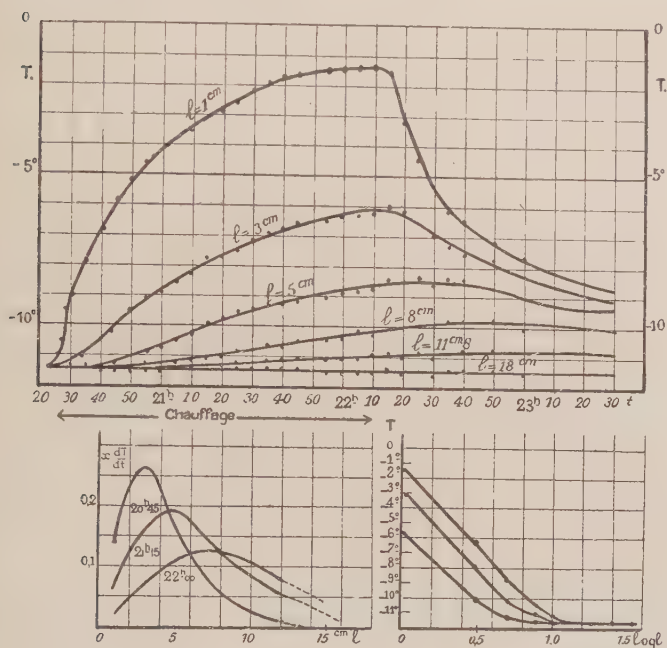


Fig. 3. — Etude de la conductibilité calorifique de la neige par la méthode du cylindre chauffant.

Supposons la tige indéfinie, et soit  $q$  la quantité de chaleur fournie par unité de longueur et de temps. Entre les limites précédentes on peut écrire :

$$q = 2\pi kl \frac{dT}{dl},$$

ou :

$$\frac{dT}{d(\log l)} = \frac{q}{2\pi k} = \text{Cst.}$$

La température doit varier dans cet intervalle suivant une loi linéaire en fonction du logarithme de la distance à l'axe de la tige.

La troisième figure du graphique 3 montre qu'il en est bien ainsi. La partie de la courbe assimilable à une droite est d'autant plus longue que l'on chauffe depuis plus longtemps; cette partie rectiligne subit une translation: sa pente ne change pas.

En mesurant la pente  $\Delta$  de cette droite et en calculant  $q$  d'après l'intensité du courant, on a :

$$k = \frac{q}{2\pi\Delta} \text{ (logarithme népérien).}$$

*Remarque.* — Dans la première méthode il faut connaître la chaleur spécifique  $c$  pour calculer  $k$ . Au contraire, dans la deuxième,  $c$  n'intervient pas, car il s'agit d'un régime pseudo-permanent. Mais le cylindre chauffant peut servir à calculer  $c$ . Soit  $T'$ ,  $T''$  les températures à deux instants assez éloignés  $t'$ ,  $t''$  (par exemple le début et la fin du chauffage). On a :

$$2\pi c\rho \int_0^\infty l(T' - T'')dl = q(t' - t'').$$

On déduit  $c$  d'une intégration graphique.

Inversement, si l'on suppose  $c$  connu, on peut calculer la densité  $\rho$  d'après les seules mesures de température.

**3. Méthode de la sphère chauffante (surfaces isothermes sphériques).** — J'ai employé des sphères de différents diamètres, chauffées intérieurement par une résistance; plusieurs couples permettent de suivre la variation de température à différentes distances  $l$  du centre de la sphère.

Si on lance un courant constant dans la résistance, on constate que les températures des divers couples tendent toutes vers une limite, atteinte, en pratique, d'autant plus vite que le couple est plus près de la sphère.

Ecrivons que le régime permanent est établi. Si  $q$  est la quantité de chaleur dégagée par la sphère pendant l'unité de temps, on aura :

$$q = 4\pi k l^2 \frac{dT}{dt},$$

ce qui donne :

$$T - T_{\infty} = \frac{q}{4\pi k l}.$$

L'accroissement limite de température est inversement proportionnel à la distance au centre de la sphère.

On peut le vérifier approximativement, mais pas dans de larges limites. Pour calculer  $k$ , le mieux est d'employer deux couples, l'un (1) à la surface de la sphère, l'autre (2) à quelques centimètres. On a :

$$k = \frac{q}{4\pi(T_1 - T_2)} \frac{l_1 - l_2}{l_1 l_2}.$$

**4. Résultats.** — Il serait trop long d'exposer ici les applications pratiques de ces méthodes ; je me contente de les indiquer. Pour la première méthode, je me servais des graphiques de variation naturelle de la neige ; mais je n'utilisais que les températures nocturnes, afin d'éviter l'erreur provenant du rayonnement solaire. Le nombre des graphiques (ou enregistrements) utilisables est faible. Pour les deux autres méthodes, je plaçais, pendant une tourmente, le cylindre ou la sphère dans une tranchée de neige qui se comblait rapidement ; je les laissais plusieurs jours dans cette neige fraîche qui se tassait peu à peu, et faisais de temps en temps une détermination de conductibilité. La densité, pour chacune de ces déterminations se déduisait du tassement, étudié à l'aide de repères.

Les principaux résultats de ces trois méthodes sont rassemblés dans les tableaux 1, 2 et 3.

Pour comparer les résultats de ces différentes méthodes, on peut remarquer que, pour des neiges différentes mais de même densité :

1° L'une quelconque des méthodes (au moins les deux premières qui sont les plus précises) donne des valeurs de  $k$  voisines ;

2° Les différentes méthodes donnent aussi des résultats voisins.

Il semble donc permis de conclure que :

1° Les différentes méthodes donneraient des résultats voisins pour une même neige ;

2° La conductibilité calorifique de la neige ne dépend guère que de sa densité.

TABLEAU I

*Conductibilité calorifique de la neige.*

1<sup>re</sup> méthode (Variations naturelles).

| Emplacement                                                      | Date                 | Heure         | Densité | Conducti-<br>bilité<br>(petites<br>calories<br>cm. sec. 10 <sup>-5</sup> ) |
|------------------------------------------------------------------|----------------------|---------------|---------|----------------------------------------------------------------------------|
| Terrasse<br>du Pic du Midi                                       | 6 février<br>1929    | 0 h.          | 0,09    | 14                                                                         |
|                                                                  |                      |               | 0,13    | 15                                                                         |
|                                                                  |                      |               | 0,18    | 27                                                                         |
|                                                                  |                      |               | 0,22    | 45                                                                         |
| Cirque du Glacier<br>d'Ossoue (Névé)                             | 29 sept.<br>1929     | 2 h.          | 0,59    | 230                                                                        |
| Terrasse<br>du Pic du Midi<br>(enregistrement<br>photographique) | 12 février<br>1930   | 4 h. et 6 h.  | 0,14    | 21                                                                         |
|                                                                  |                      |               | 0,17    | 28                                                                         |
|                                                                  |                      |               | 0,19    | 28                                                                         |
| Id.                                                              | 5 mars<br>1930       | 0 h. et 2 h.  | 0,20    | 32                                                                         |
| Id.                                                              | 10 avril<br>1930     | 5 h.          | 0,23    | 23                                                                         |
| Id.                                                              | 16, 17 avril<br>1931 | 23 h. et 3 h. | 0,40    | 124                                                                        |
| Id.                                                              | 29 avril<br>1931     | 1 h. et 4 h.  | 0,27    | 43                                                                         |

TABLEAU II

*Conductibilité calorifique de la neige.*  
2<sup>e</sup> méthode (Cylindre chauffant).

| Période | Série | Date                 | Densité                    |                                                    | Conductibilité<br>(petites calories<br>cm. sec. 10 <sup>-5</sup> ) |
|---------|-------|----------------------|----------------------------|----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
|         |       |                      | d'après<br>le<br>tassement | d'après<br>les seules<br>mesures de<br>température |                                                                    |
| A       | 1     | 7 fév. 1929          | 0,27                       |                                                    | 68                                                                 |
|         | 2     | 9                    | 0,27                       |                                                    | 64                                                                 |
| B       | 1     | 10 fév. 1929         | 0,165                      | 0,143                                              | 27                                                                 |
|         | 2     | 11                   | 0,188                      |                                                    | 29                                                                 |
|         | 3     | 12                   | 0,211                      | 0,186                                              | 32                                                                 |
|         | 4     | 13                   | 0,22                       |                                                    | 37                                                                 |
| C       | 1     | 16 fév. 1929         | 0,254                      | 0,175                                              | 44                                                                 |
|         | 2     | 17                   | 0,261                      | 0,23                                               | 50                                                                 |
|         | 3     | 19                   | 0,269                      |                                                    | 48                                                                 |
|         | 4     | 21                   | 0,271                      | 0,29                                               | 59                                                                 |
| D       | 1     | 27 fév. 1929         | 0,213                      |                                                    | 45                                                                 |
|         | 2     | 1 <sup>er</sup> mars | 0,235                      |                                                    | 51                                                                 |
|         | 3     | 3                    | 0,249                      |                                                    | 48                                                                 |
|         | 4     | 6                    | 0,261                      |                                                    | 50                                                                 |
|         | 5     | 6                    | 0,262                      |                                                    | 51                                                                 |
|         | 6     | 9                    | 0,271                      |                                                    | 69                                                                 |
| E       | 1     | 6 avril 1929         | 0,306                      |                                                    | 46                                                                 |
|         | 2     | 8                    | 0,333                      |                                                    | 50                                                                 |
| F       | 1     | 3 mai 1929           | 0,204                      | 0,12                                               | 40                                                                 |
|         | 2     | 4                    | 0,232                      | 0,15                                               | 45                                                                 |
|         | 3     | 5                    | 0,248                      | 0,25                                               | 48                                                                 |
|         | 4     | 8                    | 0,277                      |                                                    | 64                                                                 |
|         | 5     | 9                    | 0,288                      | 0,21                                               | 56                                                                 |

TABLEAU III

*Conductibilité calorifique de la neige.*3<sup>e</sup> méthode (Sphère chauffante).

| Période | Série | Date         | Heure | Densité | Conductibilité<br>(petites calories,<br>cm. sec. 10 <sup>-5</sup> ) |
|---------|-------|--------------|-------|---------|---------------------------------------------------------------------|
| D       | 1     | 7 nov. 1928  |       | 0,23    | 57                                                                  |
|         | 2     | 8            |       | 0,24    | 53                                                                  |
|         | 3     | 9            |       | 0,26    | 54                                                                  |
|         | 4     | 10           |       | 0,28    | 61                                                                  |
|         | 1     | 27 fév. 1929 | 16 h. | 0,230   | 16                                                                  |
|         | 2     | 28           | 23    | 0,251   | 28                                                                  |
|         | 3     | 3 mars       | 23    | 0,264   | 46                                                                  |
|         | 4     | 4            | 22    | 0,273   | 50                                                                  |
|         | 5     | 6            | 13    | 0,278   | 53                                                                  |
|         | 6     | 9            | 8     | 0,287   | 53                                                                  |
|         | 1     | 6 avril 1929 | 12 h. | 0,192   | 36                                                                  |
|         | 2     | 7            | 18    | 0,207   | 32                                                                  |
| E       | 3     | 9            | 13    | 0,221   | 33                                                                  |
|         | 4     | 11           | 20    | 0,237   | 31                                                                  |
|         | 5     | 12           | 21    | 0,244   | 34                                                                  |
|         | 6     | 13           | 22    | 0,251   | 31                                                                  |
| F       | 1     | 2 mai 1929   | 22 h. | 0,157   | 31                                                                  |
|         | 2     | 3            | 20    | 0,184   | 50                                                                  |
|         | 3     | 4            | 15    | 0,199   | 60                                                                  |
|         | 4     | 5            | 18    | 0,217   | 59                                                                  |
|         | 5     | 6            | 17    | 0,229   | 78                                                                  |

Le graphique 4 montre la variation de  $k$  en fonction de la densité.

On peut prendre, comme formule empirique simple <sup>(1)</sup> résumant ces résultats :

$$k = 7(1 + 100 \rho^2) 10^{-5} \text{ p. c. cm., sec. pour } 0,1 < \rho < 0,6.$$

*Remarque 1.* — Dans tout ce qui précède j'ai admis que la neige se comportait au point de vue conduction comme un

<sup>(1)</sup> Abels a proposé :  $k = 0,0068 \rho^2$

et Jansson :  $k = 0,00005 + 0,0019 \rho + 0,006 \rho^4.$

solide imperméable et isotrope. Mais la neige est perméable et rien ne prouve *a priori* qu'elle soit isotrope.

a) J'ai fait des expériences critiques susceptibles de mettre en évidence une anisotropie dans le sens vertical (courants de convection) : en première approximation, la neige est isotrope.

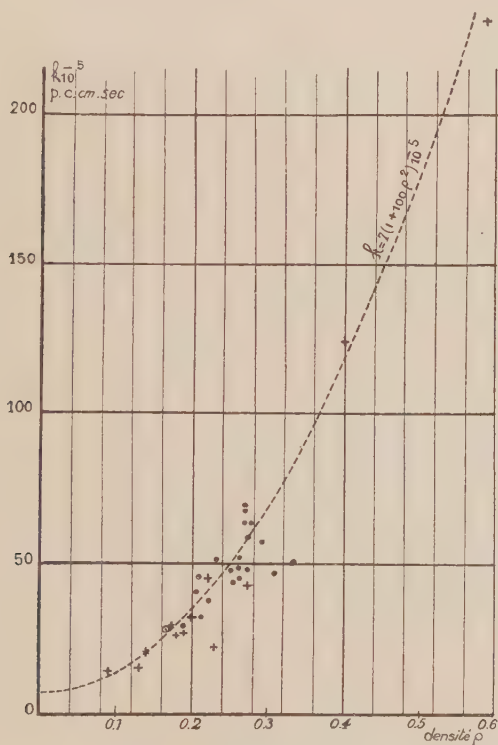


Fig. 4. — Conductibilité calorifique de la neige en fonction de sa densité.

b) J'ai déjà signalé le changement d'état partiel qui doit se produire sur place et qui ne peut intervenir que dans le calcul de la chaleur spécifique. Mais on peut se demander s'il n'y a pas en plus une sublimation. En particulier, pour

un régime permanent, il pourrait y avoir transport continu de matière des régions chaudes vers les régions froides. Je ne vois pas de méthode pratique pour déceler ce phénomène qui doit obéir à une loi semblable à celle de la conduction.

En définitive, les nombres que j'ai fournis concernent la « conductibilité apparente » dans laquelle peuvent intervenir des phénomènes de sublimation. J'ai simplement l'impression que la sublimation joue un rôle secondaire.

*Remarque 2.* — J'ai déjà signalé que le cylindre chauffant permettait de calculer soit la chaleur spécifique  $c$  si l'on connaissait la densité  $\rho$ , soit  $\rho$  si l'on connaissait  $c$ . En fait, le calcul est très imprécis pour la raison suivante :

Il y a une variation d'ensemble de la température. Cet échauffement naturel de la neige ne gêne pas beaucoup le calcul de  $k$ , car il se produit sous un régime de surfaces isothermes de faible rayon de courbure : le gradient de température est faible, et l'on peut faire une correction. Mais il est difficile de se rendre compte de la quantité de chaleur d'origine naturelle ; d'où une forte imprécision sur la mesure de  $c$  ou de  $\rho$ . Le tableau II montre que les nombres ainsi trouvés pour  $\rho$ , en prenant  $c = 0,50$  sont, dans l'ensemble, plus faibles que ceux qui sont déduits du tassement. Il fallait s'attendre à une erreur de ce sens pour un échauffement naturel de la neige.

---

## DEUXIÈME PARTIE

### L'ABSORPTION ET LA PÉNÉTRATION DES RADIATIONS SOLAIRES DANS LES CHAMPS DE NEIGE ET LES GLACIERS

J'ai montré précédemment le rôle fondamental des échanges d'énergie sous forme de radiations dans l'économie de la neige et des glaciers <sup>(1)</sup>.

On peut classer les différents rayonnements que reçoit tout corps de la surface terrestre en deux classes :

- 1<sup>o</sup> Rayonnements d'origine terrestre ;
- 2<sup>o</sup> Rayonnements d'origine solaire.

Les premiers sont émis par les différents corps terrestres, en particulier par l'atmosphère. Les seconds comprennent le rayonnement direct du soleil et le rayonnement solaire renvoyé par les différents corps terrestres, en particulier par l'atmosphère.

La neige et les glaciers se comportent presque comme le corps noir pour les radiations de grande longueur d'onde émises par les corps terrestres car, pour ces grandes lon-

(1) Quand j'ai rédigé ce travail, je ne connaissais aucune autre étude sur cette question. Mais récemment KALITIN a fait des mesures sur la neige près de Leningrad (N. N. KALITIN, *Die Strahlungseigenschaften der Schneedecke, Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd 34, Kœppen-Band III, 1931). Une étude détaillée de son mémoire m'a montré que nos résultats sont analogues dans la mesure où ils sont comparables. Toutefois, je crois avoir envisagé et étudié la question d'une manière plus générale et c'est pourquoi je n'ai pas modifié l'exposé de cette seconde partie de mon mémoire.

guez d'onde (de 4 à 20  $\mu$  environ), le facteur de réflexion de la glace est faible et son coefficient d'absorption est très grand.

Reste l'absorption du rayonnement solaire. Il serait intéressant d'étudier cette absorption dans le spectre. Mais la partie infrarouge du spectre solaire exige un montage spectro-actinométrique qui soit d'une grande sensibilité ; on est obligé, en effet, d'étudier le flux diffusé par la neige et non régulièrement transmis ou réfléchi par la glace, ce qui permettrait de disposer d'une énergie beaucoup plus grande.

C'est pourquoi désirant, avant tout, poursuivre un grand nombre de mesures dans des endroits différents, je me suis contenté de faire des mesures photométriques sous filtre dans le spectre visible, et des mesures actinométriques pour le flux énergétique.

J'ai étudié la neige au Pic du Midi, les glaciers Pyrénéens dans les massifs du Vignemale et du Marboré, et ceux des Alpes dans le massif du Mont-Blanc. J'ai fait seulement quelques mesures sur de petits glaciers du Groenland au Scoresby Sund.

---

## CHAPITRE PREMIER

### Appareils de mesures.

Il ne s'agit pas de mesures absolues, mais relatives ; je désirais comparer des rayonnements pour connaître des « facteurs ».

**Photomètre.** — Pour connaître le facteur d'absorption de la surface d'un glacier, je mesurais son facteur de réflexion globale. Comme il s'agissait de surfaces à peu près mates, le moyen qui m'a semblé le plus simple consiste à comparer la brillance du glacier à celle d'un diffuseur parallèle à sa surface et recevant, par suite, le même éclaircissement que lui.

Comme diffuseur de comparaison, j'ai utilisé une lame de verre opale, dépolie, à peu près orthotrope, que l'on posait sur le glacier. Le photomètre, simple et léger, présentait ceci de particulier : le coin photométrique comporte une graduation gravée sur verre, et la distance focale de la lentille oculaire est assez grande pour permettre à l'œil d'accommoder sans peine soit sur le cube photométrique, soit sur le coin. On fait ainsi les lectures sans changer l'œil de place et sur un fond de même brillance que les plages ; on évite tout éblouissement et on opère très vite.

Pour étudier la pénétration de la lumière à l'intérieur de la neige ou des glaciers, j'adaptais au photomètre un tube en laiton argenté, se terminant par un court tube de verre contenant un miroir à  $45^{\circ}$  ; l'objectif du photomètre donnait du miroir une image sur le cube.

Le photomètre se fixait par l'intermédiaire d'une rotule à la pique d'un piolet que j'enfonçais dans la neige, ou sur

un petit trépied photographique que je posais sur le glacier.

**Actinomètres.** — Après divers tâtonnements, j'ai utilisé uniquement les appareils suivants :

*Actinomètre pour albedo.* — Je me proposais de connaître le facteur d'absorption de la surface d'un glacier pour le flux énergétique solaire. On a toujours le droit de parler d'un facteur de réflexion ou de diffusion pour un flux complexe : si la composition du flux change, le facteur pourra changer également. La composition du flux solaire est assez variable, mais il est intéressant de connaître un ordre de grandeur moyen.

Comme récepteur, j'utilisais une pile de Moll provenant d'un solaimètre. Les soudures actives de cette pile ont une faible inertie et forment une surface plane. Devant la pile étaient placés successivement : un écran percé d'une ouverture allongée, pour que seules les soudures actives reçoivent le rayonnement étudié, une lame de verre plane; un diaphragme limitant un cône d'angle au sommet d'environ  $90^\circ$ ; enfin un écran noirci et mobile.

J'utilisais cet appareil en faisant la lecture quelques secondes après avoir enlevé l'écran, pour que les effets secondaires et perturbateurs n'aient pas encore eu le temps de se faire sentir. D'autre part, je mesurais bien le rayonnement secondaire du glacier et celui-là seul, car le verre est opaque au delà de 3 à 4  $\mu$ .

*Actinomètre sonde.* — Pour étudier la pénétration du rayonnement solaire à l'intérieur des glaciers, j'ai construit un actinomètre sonde. Il était constitué d'une pile thermo-électrique comportant 12 couples cuivre-constantan formant une petite lame noircie et placée dans un tube hermétique en verre de 7 mm. de diamètre. Une gaine métallique, à chaque extrémité du tube, empêchait le rayonnement extérieur d'atteindre les soudures passives situées aux deux extrémités du tube.

J'enfonçais cet actinomètre dans un trou creusé dans la glace à l'aide d'une vrille d'électricien de 1 m. de long. La glace étant imperméable et fondante, le trou se remplissait d'eau à 0°; toute l'enveloppe de l'actinomètre étant maintenue à température uniforme et constante, j'opérais en régime permanent. Le principe même de la méthode me paraît satisfaisant.

**Galvanomètre.** — Comme galvanomètre portatif, j'ai tout d'abord utilisé un galvanomètre à aiguille et à suspension élastique de « Chauvin et Arnoux ». Je l'ai remplacé avantageusement par un galvanomètre unipivot type I de la « Cambridge ». On sait que ce type d'appareil n'a pas besoin d'être nivelé; une légère inclinaison sur l'horizontale ne produit pas de déplacement du zéro. L'erreur de lecture était, en général, inférieure au microampère pour une résistance de 5  $\omega$ . On peut poser cet appareil directement sur la neige ou le glacier.

---

## CHAPITRE II

### L'absorption des radiations solaires par les champs de neige et les glaciers.

Résultats des mesures photométriques. — Le diffuseur étalon étant orthotrope, on mesure bien le facteur de diffusion pour une direction déterminée ou pour un genre d'éclairement déterminé (à l'ombre ou au soleil),

a) *Neige*. — La surface de la neige fraîche et poudreuse des montagnes est mate; elle obéit, à très peu près, à la loi de Lambert; elle est — au moins à peu près — orthotrope. Elle a un albedo très élevé; je n'ai pu, par suite, connaître directement son facteur d'absorption. Un certain nombre de mesures, que j'estime inutile de citer, m'ont montré que la neige sèche, au sommet du Mont Blanc en été, et au Pic du Midi en hiver, avait un albedo, dans le spectre visible, supérieur à 0,8, et probablement à 0,9; son facteur d'absorption  $A$  est donc inférieur à 0,2 ou même à 0,1. On verra plus loin que des considérations indirectes conduisent à admettre pour l'albedo de la neige fraîche environ 0,95, ce qui donne  $A = 0,05$ .

Les radiations solaires produisent une modification de sa surface; elle devient irrégulière. Il se forme souvent une légère croûte de glace superficielle. Il semble que ces modifications tendent à augmenter  $A$ . Dans tous les cas, une neige altérée n'est pas, en général, orthotrope; en particulier, si la surface est glacée, il y a un maximum de brillance moyenne dans la direction de la réflexion régulière.

Le névé, ou neige ancienne à gros grains, est sensiblement orthotrope. Il absorbe d'avantage la lumière que la neige fraîche: on peut déduire une valeur approchée de  $A$

des mesures photométriques. Le tableau IV donne quelques-uns des résultats concernant les névés des Pyrénées en été. Mais il convient de remarquer que ces névés anciens ne sont jamais tout à fait propres ; ils contiennent des poussières qui tendent à augmenter A. Il est pourtant plus que probable qu'au mois d'août, un névé pyrénéen parfaitement propre aurait un facteur d'absorption notablement supérieur à celui de la neige fraîche. En tout cas, le phénomène est très peu sélectif,

b) *Glaciers*. — Les glaciers sont constitués de glace imperméable, mais le plus souvent, en été, leur surface n'est pas lisse et réfléchissante : elle est altérée et constituée de petits grains analogues aux grains de névé. Cette surface est sensiblement mate ; mais elle n'obéit pas tout à fait à la loi de Lambert.

Il semble qu'en général la brillance est un peu plus grande dans la direction de la réflexion régulière ; mais l'écart n'est pas très grand. En première approximation, on peut même admettre que ces surfaces sont orthotropes.

Il me paraît inutile de reproduire tous les résultats. On trouvera un certain nombre d'entre eux dans le tableau IV pour les Pyrénées, dans le tableau V pour les Alpes.

De l'ensemble des résultats, on peut tirer les conclusions suivantes ;

1° L'absorption est un peu plus forte dans le rouge que dans le vert. Le phénomène n'est cependant pas très sélectif ; ces surfaces donnent l'impression d'un bleu-vert très lavé <sup>(1)</sup>.

(1) Lorsqu'on parle de la couleur bleue des glaciers, on pense surtout à la teinte des crevasses. Pour les crevasses proprement dites, de l'ordre du mètre ou plus, il s'agit de réflexions diffuses successives ; le phénomène est évidemment plus sélectif. Pour les simples fissures de l'ordre du centimètre, il s'agit surtout de transmission diffuse, qui, dans les conditions d'observation, est aussi plus sélective.

| Névé ou glacier                                                             | Date et n°<br>de référence<br>pour<br>le tableau VI | Densité<br>$\rho$ | Facteur<br>d'absorption |                |                |                | Péné-<br>tration |       |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-------------------|-------------------------|----------------|----------------|----------------|------------------|-------|
|                                                                             |                                                     |                   | A                       | A <sub>v</sub> | A <sub>o</sub> | A <sub>r</sub> | $\tau_o$         | k     |
| <i>Glacier :</i>                                                            |                                                     |                   |                         |                |                |                |                  |       |
| Du Casque. . .                                                              | 15 juill. 1928                                      |                   |                         |                |                |                | 0,6              | 0,024 |
| Nord du Taillon.                                                            | 6 août 1928                                         | 0,873             | 0,63                    | 0,63           | 0,72           |                | 0,5              | 0,015 |
| Nord du Marboré :                                                           |                                                     |                   |                         |                |                |                |                  |       |
| à l'ouest. . .                                                              | 8                                                   | 0,883             | 0,75                    | 0,74           | 0,74           |                | 0,2              | 0,019 |
| à l'est . . .                                                               | 9                                                   | 0,873             | 0,65                    | 0,67           | 0,74           |                | 0,3              | 0,032 |
| au centre . .                                                               | 10                                                  | 0,898             |                         | 0,62           | 0,72           |                | 0,1              | 0,014 |
| D'Ossoue :                                                                  |                                                     |                   |                         |                |                |                |                  |       |
| Base extrême .                                                              | 27                                                  |                   |                         |                |                |                | 0,5              | 0,013 |
| 1 <sup>er</sup> plateau . .                                                 | 31                                                  |                   |                         |                |                |                | 0,7              | 0,030 |
| Id. . .                                                                     | 17 sept. 29 (1)                                     |                   |                         | 0,37           | 0,36           |                |                  |       |
| Id. . .                                                                     | 26 (2)                                              |                   |                         | 0,38           | 0,38           |                |                  |       |
| Nord du Taillon.                                                            | 1 <sup>er</sup> oct. 29 (3)                         |                   |                         | 0,54           | 0,57           | 0,58           | 0,5              | 0,021 |
| Du Casque. . .                                                              | 3 (4)                                               |                   |                         | 0,51           | 0,59           | 0,65           | 0,3              | 0,024 |
| <i>Névé recouvrant<br/>les glaciers :</i>                                   |                                                     |                   |                         |                |                |                |                  |       |
| Nord du Taillon.                                                            | 5 août 1928                                         |                   | 0,43                    | 0,45           | 0,45           |                |                  |       |
| Nord du Marboré.                                                            | 9                                                   |                   | 0,48                    | 0,47           | 0,54           |                |                  |       |
| D'Ossoue (moy.).                                                            |                                                     |                   | 0,57                    |                |                |                |                  |       |
| Id. : glacier re-<br>couvert de 3 cm.<br>de neige et de<br>grêle, environ . | 30                                                  |                   | 0,40                    | 0,39           | 0,51           |                |                  |       |

*Nota.* — A Sans filtre.  
A<sub>v</sub> Sous filtre vert, Wratten n° 58 ou n° 61 : 0  $\mu$  54 env.  
A<sub>o</sub> — — rouge orangé Wratten n° 25 : 0  $\mu$  61 —  
A<sub>r</sub> — — rouge extrême Wratten n° 70 : 0  $\mu$  67 —

2° Le facteur d'absorption ne semble guère dépendre directement de l'altitude, de la densité de la glace à une certaine profondeur (je l'ai souvent mesurée) <sup>(1)</sup>, ni de sa structure : dimension et forme des bulles, etc. (J'ai parfois pris des photographies d'échadillon, voir fig. 10) ;

3° Par contre, je pense que A varie avec diverses circonstances météorologiques ; mais comme j'ai opéré dans des circonstances météorologiques analogues, j'ai obtenu des nombres voisins pour les glaciers dont la surface était propre ;

4° Les mesures du 30 août 1928 montrent qu'une couche de neige ou de grêle, même peu épaisse (de l'ordre du centimètre) recouvrant le glacier, diminue beaucoup son facteur d'absorption ;

5° Les nombres obtenus pour les glaciers des Alpes et du Groenland sont analogues à ceux que j'ai obtenus dans les Pyrénées.

A, pour un glacier propre et altéré, est en général de 0,3 à 0,5 pour les radiations vertes.

Résultats des mesures actinométriques. — Je me proposais de connaître le facteur d'absorption pour le flux énergétique solaire à un instant déterminé. J'opérais toujours pour des hauteurs du soleil assez grandes. Je mesurais l'intensité du rayonnement solaire (éclairage énergétique sur un plan perpendiculaire aux rayons) et connaissant l'incidence, j'en déduisais l'éclairage énergétique. En fait, le ciel (et parfois les pentes voisines) envoyait aussi un rayonnement qui n'avait pas la même composition spectrale que celui du soleil : mais ce rayonnement, que je mesurais également, restait faible devant le rayonnement solaire. D'autre part, je mesurais le rayonnement renvoyé par le glacier. Je déduisais

(1) Je mesurais la densité par la méthode de la plongée. Voir à ce sujet : J. DEVAUX, Sur la mesure de la densité des champs de neige et des glaciers. *C. R.*, 185, p. 1147, 1927.

donc de ces mesures le « facteur d'absorption pour l'ensemble de l'éclairement énergétique d'origine solaire » (flux direct et flux diffusé), mais où le rayonnement direct du soleil joue un rôle prépondérant. Je désignerai ce facteur par  $\alpha$ .

On peut obtenir un ordre de grandeur sérieux de  $\alpha$  pour la neige fraîche ; cette dernière a un albedo, pour le flux énergétique solaire, notablement inférieur à 1.

En ce qui concerne les glaciers, on peut faire des remarques analogues à celles qui concernent les mesures photométriques. En particulier, la surface n'obéit pas tout à fait à la loi de Lambert, mais on le constate d'une manière moins nette, car on utilise un angle solide très grand.

On trouvera un certain nombre de valeurs obtenues dans les tableaux V et VIII. De l'ensemble des résultats, je conclus :

1<sup>o</sup> Le facteur  $\alpha$ , pour le flux énergétique solaire, est notablement supérieur à A dans le visible. Toutefois, ce que l'on sait de la composition moyenne du rayonnement solaire suppose que la neige et les glaciers renvoient encore une proportion non négligeable de radiations dans le début de l'infrarouge.

2<sup>o</sup> Lorsqu'on obtient pour des surfaces différentes, et pour des jours différents, des valeurs de A voisines, on constate que  $\alpha$  a des valeurs également voisines. Les variations de composition du rayonnement solaire à partir d'une distance zénithale assez faible n'influent pas d'une manière très importante sur la valeur de  $\alpha$ . On peut parler sérieusement d'une valeur moyenne.

3<sup>o</sup> Les nombres obtenus pour les glaciers des Alpes et du Groenland sont analogues à ceux que j'ai obtenus dans les Pyrénées.

Pour la neige fraîche,  $\alpha$  est de l'ordre de 0,3.

Pour un névé assez ancien,  $\alpha$  est de l'ordre de 0,5.

Pour un glacier propre et altéré, de 0,5 à 0,7.

Pour un glacier peu bulleux et peu altéré  $\alpha$  peut atteindre 0,8 à 0,9.

### CHAPITRE III

#### La pénétration des radiations solaires à l'intérieur des champs de neige et des glaciers.

La neige est constituée de petits grains de glace; le glacier est formé de glace bulleuse : ce sont des milieux discontinus. Cependant, on considère les milieux troubles, étudiés généralement en laboratoire, comme des milieux homogènes, en se plaçant à une échelle non microscopique. De même on peut considérer la neige et les glaciers comme des milieux troubles homogènes en se plaçant à l'échelle d'un presbyte.

En pratique, il est difficile d'étudier le rayonnement solaire qui pénètre à l'intérieur de la neige; j'ai surtout étudié les glaciers. Dans les deux cas il s'agit de flux diffus : le faisceau régulièrement transmis à travers quelques millimètres de neige, ou quelques centimètres de glacier, est le plus souvent négligeable.

*Définitions.* — Les mesures photométriques doivent me donner la brillance  $\beta$  en un point pour une direction déterminée. En fait, le miroir-sonde du photomètre (p. 29) se trouve dans un tube de verre plongé dans l'eau : il y a un ménisque cylindrique. Pour un flux diffus, on peut cependant admettre que l'on obtient ainsi la brillance pour une direction à peu près déterminée. Je crois aussi que les perturbations produites par la présence du tube sonde sont négligeables.

Soit, maintenant, un élément de surface  $ds$  de position quelconque, situé à la profondeur  $l$  dans la masse du glacier.



Cet élément est traversé dans un sens par un flux  $d\varphi_1$ , dans l'autre sens par un flux  $d\varphi_2$ . J'appelle  $\frac{d\varphi_1 + d\varphi_2}{ds}$ , l'éclairement total intérieur du glacier, pour l'élément considéré. Si  $E$  est l'éclairement superficiel,  $e$  l'éclairement secondaire total pour l'élément  $ds$ , j'appelle  $T = \frac{e}{E}$  le « facteur d'affaiblissement » pour la profondeur  $l$  et pour l'orientation de  $ds$  considérée.

En principe, l'actinomètre sonde fournit l'éclairement total intérieur. Mais ici aussi il faudrait, en toute rigueur, tenir compte du ménisque. De plus, pour connaître  $T$ , il faut comparer les résultats de l'actinomètre-sonde à ceux de l'actinomètre pour albedo. Ces deux actinomètres reposant sur des principes différents, cette comparaison est délicate. En définitive, on peut considérer que les valeurs relatives de  $T$  pour différentes profondeurs sont précises. Mais les valeurs absolues de  $T$  ne sont que des ordres de grandeurs. Je crois aussi que les perturbations apportées par l'actinomètre-sonde sont négligeables.

## RÉSULTATS

### Glaciers.

1° Variation de  $\beta$  avec la direction. — En enfonçant le miroir sonde à une profondeur déterminée, puis en faisant tourner le tube sur lui-même, j'ai constaté que la brillance du miroir changeait un peu avec l'orientation. La brillance est notablement plus grande vers le haut que vers le bas. Mais il paraît bien difficile d'obtenir la forme des surfaces indicatrices de brillance. J'ai admis qu'une seule mesure de la brillance  $\beta_1$  dans une direction à peu près parallèle à la

surface, me donnait approximativement l'éclairement total intérieur du glacier, c'est-à-dire que  $e$  était égal à  $2\pi\beta_1$ .

En enfonçant l'actinomètre sonde à une profondeur déterminée, puis en le faisant tourner autour de son axe, j'ai constaté que la déviation du galvanomètre ne changeait pratiquement pas. De plus, on constate que, pour une profondeur déterminée, on obtient sensiblement le même résultat en plaçant l'actinomètre sonde dans un trou perpendiculaire à la surface, ou dans un trou très incliné. J'en conclus que la valeur de  $T$  est à peu près indépendant de l'orientation de  $ds$  pour le flux énergétique. Cela se vérifie beaucoup mieux que l'uniformité de la brillance dans le spectre visible. Mais il est bien probable que  $T$  dans le visible est aussi à très peu près indépendant de l'orientation de  $ds$ .

2° Variation de  $T$  en fonction de la profondeur. — Qu'il s'agisse de mesures photométriques ou actinométriques, on constate toujours que  $T$  décroît très vite avec la profondeur. Sans aucune idée préconçue, il est tout indiqué d'employer une représentation logarithmique : —  $\log_{10} T = f(l)$ .

A titre d'exemple, je reproduis quelques-uns des pointés concernant les mesures actinométriques sur les graphiques 5, 6 et 7.

On voit que les courbes peuvent, à partir de quelques centimètres de profondeur, être assimilées à des droites ne passant pas en général par l'origine. D'où la loi empirique suivante :

Qu'il s'agisse du flux énergétique solaire, ou de flux pratiquement monochromatique dans le visible, le facteur d'affaiblissement décroît en fonction de la profondeur suivant la loi exponentielle :

$$T = T_0 10^{-kl}$$

ou :

$$\tau = \tau_0 + kl$$

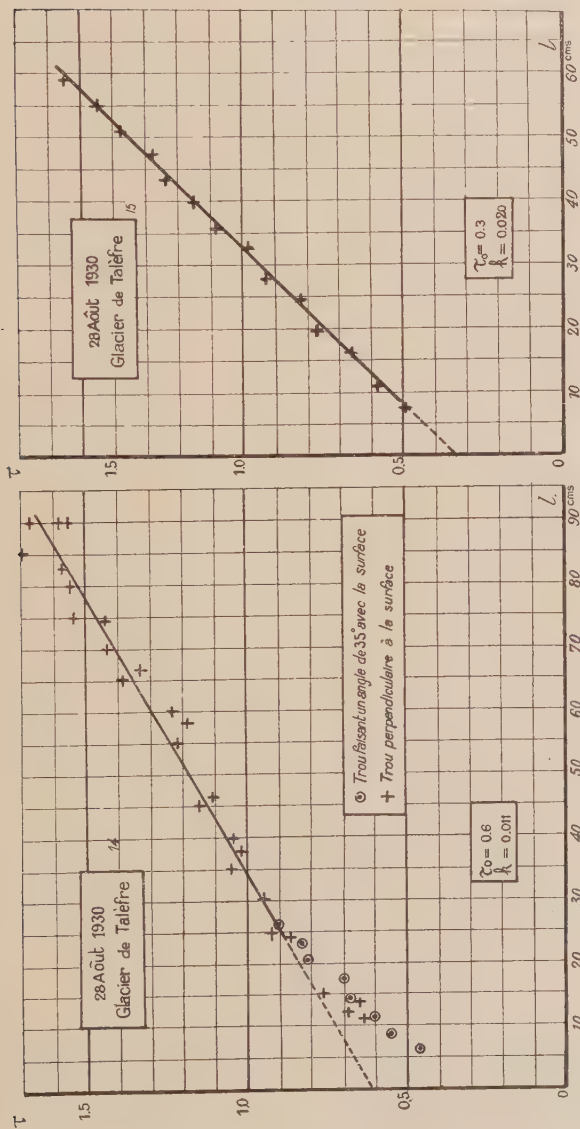


Fig. 5. — Pénétration du flux énergétique solaire à l'intérieur des glaciers. Massif du Mont Blanc (Alpes).

TABLEAU VI

*Etude photométrique de la pénétration des radiations  
à l'intérieur des glaciers pyrénéens.*

| Glacier                          | Date<br>et n°<br>de réfé-<br>rence<br>pour le<br>tabl. IV | Mesures photométriques                                 |       |                                                      |       |                                                                 |       |                                                                  |       | Mesures<br>actino-<br>métriques |       |
|----------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|-------|------------------------------------------------------|-------|-----------------------------------------------------------------|-------|------------------------------------------------------------------|-------|---------------------------------|-------|
|                                  |                                                           | Filtre<br>bleu<br>Wratten<br>n° 45 A<br>0 μ 50<br>env. |       | Filtre<br>vert<br>Wratten<br>n° 61<br>0 μ 54<br>env. |       | Filtre<br>rouge<br>orangé<br>Wratten<br>n° 25<br>0 μ 61<br>env. |       | Filtre<br>rouge<br>extrême<br>Wratten<br>n° 70<br>0 μ 67<br>env. |       |                                 |       |
|                                  |                                                           | $\tau_0$                                               | $k$   | $\tau_0$                                             | $k$   | $\tau_0$                                                        | $k$   | $\tau_0$                                                         | $k$   | $\tau_0$                        | $k$   |
| Glacier<br>d'Ossoue              | 17 sept.<br>1929<br>(n° 1)                                |                                                        |       | 0,0                                                  | 0,029 | 0,0                                                             | 0,033 | 0,1                                                              | 0,039 |                                 |       |
| Id.<br>(autre<br>endroit)        | 19 sept.<br>1929                                          |                                                        |       | 0,2                                                  | 0,029 | 0,2                                                             | 0,031 |                                                                  |       |                                 |       |
| Id.<br>(autre<br>endroit)        | 26 sept.<br>1929<br>(n° 2)                                | 0,1                                                    | 0,018 | 0,1                                                  | 0,016 | 0,1                                                             | 0,021 | 0,1                                                              | 0,028 | 0,5                             | 0,021 |
| Glacier<br>nord<br>du<br>Taillon | 1 <sup>er</sup> oct.<br>1929<br>(n° 3)                    | 0,2                                                    | 0,019 | 0,1                                                  | 0,018 | 0,1                                                             | 0,022 | 0,2                                                              | 0,028 | 0,3                             | 0,024 |
| Glacier<br>du<br>Casque          | 3 oct.<br>1929<br>(n° 4)                                  | 0,1                                                    | 0,015 | 0,05                                                 | 0,013 | 0,1                                                             | 0,017 |                                                                  |       |                                 |       |

en posant :

$$\tau = -\log_{10} T$$

$$\tau_0 = -\log_{10} T_0$$

Dès lors, pour exprimer l'ensemble des résultats, il suffit de fournir les valeurs de  $\tau_0$  et de  $k$  qui donnent d'une manière satisfaisante le flux à chaque profondeur. On trou-

vera ces valeurs de  $\tau_0$  et de  $k$  dans les tableaux IV et VI pour les Pyrénées, dans les tableaux V et VII pour les Alpes et le Groenland.

On remarquera que les nombres trouvés sont assez variables, mais toujours du même ordre de grandeur,

### 3° Variation de $\tau_0$ et de $k$ en fonction de la longueur d'onde.

— J'ai constaté que  $k$  pour les radiations rouges est plus élevé que pour les vertes. Mais la différence n'est pas très grande. On *doit* dire que l'affaiblissement n'est pas très sélectif dans le spectre visible.

Les valeurs de  $\tau_0$  sont peu différentes pour les diverses radiations visibles.

A deux reprises seulement, j'ai pu faire au même endroit (même trou) et presque simultanément des mesures photométriques et actinométriques.  $k$ , pour le flux énergétique, est sensiblement le même que pour les radiations rouge-orangé (filtre Wratten 25 A).  $\tau_0$ , pour le flux énergétique, est plus grand que pour le visible.

Ces derniers résultats s'interprètent aisément si l'on tient compte de la composition spectrale moyenne du rayonnement solaire, et de l'absorption sélective de la glace. La glace, en effet, est très peu absorbante pour les radiations visibles, et devient *brusquement* très absorbante dans le début de l'infrarouge. Par suite, les radiations infrarouges sont absorbées au voisinage immédiat de la surface; d'où la différence entre les  $\tau_0$  photométrique et actinométrique. Mais, comme l'affaiblissement est exponentiel et peu sélectif dans le visible, l'affaiblissement pour le flux énergétique, aux profondeurs où j'ai opéré, suit également une loi à peu près exponentielle.

### 4° Influence de l'altération superficielle (Variations de $\tau_0$ ).

— On peut apprécier par une simple estimation visuelle le « degré » d'altération de la surface d'un glacier. On constate,

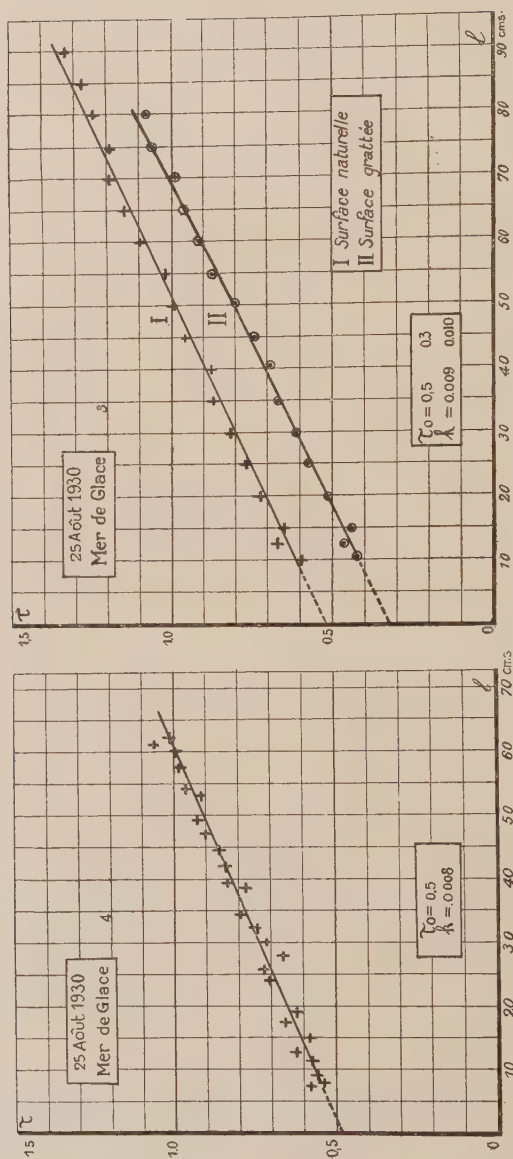


Fig. 6. — Pénétration du flux énergétique solaire à l'intérieur des glaciers, Massif du Mont Blanc (Alpes).

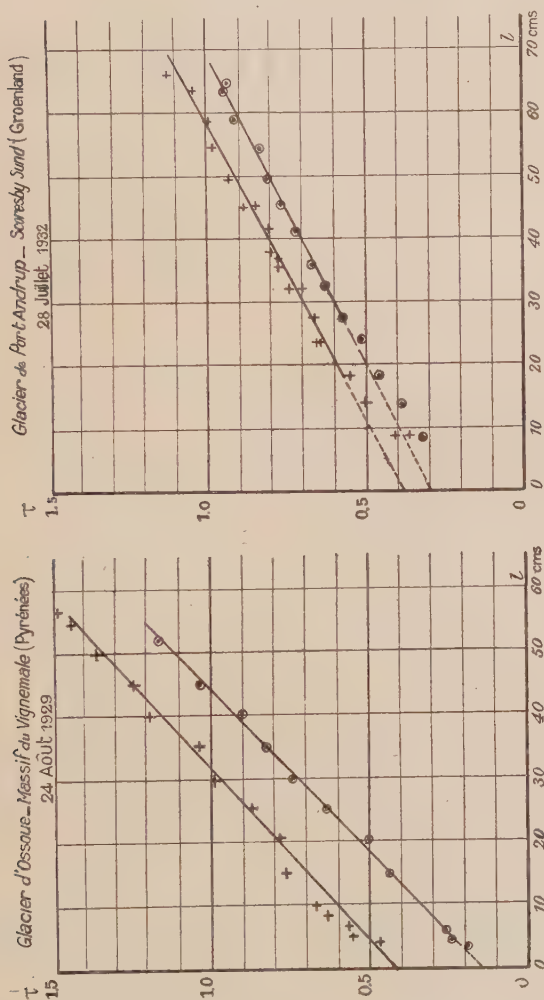


Fig. 7. — Pénétration du flux énergétique solaire à l'intérieur des glaciers.

en dépouillant les résultats des sondages, que, dans l'ensemble,  $\tau_0$  est d'autant plus grand que l'on estimait la surface plus altérée. On est, par suite, conduit à supposer que  $\tau_0$  caractérise cette altération, et  $k$  l'affaiblissement dans la masse.

J'ai tenté de me rendre compte si  $k$  et  $\tau_0$  étaient indépendants l'un de l'autre. Pour cela, j'ai parfois modifié le degré d'altération de la surface. En raclant cette surface avec la pane d'un piolet, on peut enlever une épaisseur à peu près uniforme de glace altérée granuleuse. Je faisais alors deux séries de mesures, l'une avant, l'autre après cette opération pour avoir  $k$  et  $\tau_0$  dans les deux cas. Les résultats obtenus sont reproduits dans le tableau VII; à titre d'exemple, je reproduis deux des graphiques, 6 et 7 qui concernent des mesures actinométriques.

On voit que cette opération de raclage ne modifie pratiquement pas la valeur de  $k$ , mais modifie beaucoup celle de  $\tau_0$ : il y a simplement translation de la droite dont la pente caractérise bien l'affaiblissement dans la masse. C'est pourquoi j'appelle  $k$  le « coefficient d'affaiblissement dans la masse » du glacier homogène. Il n'est cependant pas évident que  $\tau_0$  soit indépendant de  $k$ ; je ne pense pas que cette indépendance soit rigoureuse; mais je crois que  $\tau_0$  varie peu avec  $k$  et dépend surtout de l'altération superficielle. C'est pourquoi j'appelle  $\tau_0$  le « pouvoir d'affaiblissement par transmission » de la surface altérée ou salie.

#### 5° Influence de la structure du glacier (Variations de $k$ ).

— L'altération superficielle des glaciers produit une certaine uniformité de leur surface. Si elle était très faible, l'albedo dépendrait beaucoup de la valeur de  $k$ ; mais comme cette altération est en général importante, la valeur de  $k$  est le seul nombre qui caractérise d'une manière intéressante au point de vue optique la structure profonde du glacier.

Il m'a paru intéressant de chercher à savoir comment variait  $k$  le long du cours d'un glacier important. C'est pourquoi, dans les Alpes, je n'ai pas fait des mesures disséminées sur des glaciers de différents massifs, ce qui m'aurait permis d'avoir une « moyenne » à mon avis sans grand intérêt. Mais j'ai centralisé la plus grande partie des mesures



TABLEAU VII

*Influence de l'altération superficielle  
sur la pénétration des radiations solaires  
à l'intérieur des glaciers.*

$\tau_0$  : pouvoir d'affaiblissement de la surface } pour le flux  
 $k$  : coefficient d'affaiblissement dans la masse } énergétique solaire

| Glacier                             | Date               | Surface naturelle |       | Surface grattée<br>avec un Piolet |       |
|-------------------------------------|--------------------|-------------------|-------|-----------------------------------|-------|
|                                     |                    | $\tau_0$          | $k$   | $\tau_0$                          | $k$   |
| <i>Pyrénées</i>                     |                    |                   |       |                                   |       |
| Glacier d'Ossoue<br>(Vignemale)     | 24 août<br>1929    | 0,4               | 0,018 | 0,1                               | 0,019 |
| <i>Alpes</i><br>(Mont Blanc)        |                    |                   |       |                                   |       |
| Glacier<br>de Leschaux              | 18 août<br>1930    | 0,5               | 0,017 | 0,3                               | 0,017 |
| Mer de Glace                        | 25 août<br>1930    | 0,5               | 0,009 | 0,3                               | 0,010 |
| <i>Groenland</i><br>(Scoresby Sund) |                    |                   |       |                                   |       |
| Glacier<br>de Port Amtrup           | 28 juillet<br>1932 | 0,4               | 0,011 | 0,3                               | 0,010 |

forme de bulles ; sa densité augmente, et il diffuse moins la lumière. Mais ce n'est là qu'une constatation moyenne très grossière, ce qui se comprend aisément pour une question aussi complexe. Il faut d'ailleurs tenir compte de la formation du type Pyrénéen <sup>(1)</sup> qui doit aussi intervenir pour ces

(1) Au sujet de la transformation de la neige en glacier, voir : J. DEVAUX, Sur la formation des glaciers par fusion diurne et regel nocturne des névés, *C. R.*, 185, p. 1602, 1927.

TABLEAU VIII

*Mise en évidence de la variation de  $\alpha$  et de  $k$  en fonction de l'altitude dans un haut massif alpin.*

$\alpha$  : facteur d'absorption de la surface } pour le flux  
 $k$  : coefficient d'affaiblissement dans la masse } énergétique solaire  
 Massif du Mont Blanc (Versant des Bossons).

| Emplacement                        | Altitude       | $\alpha$     | $k$            | Nature des couches superficielles                   |
|------------------------------------|----------------|--------------|----------------|-----------------------------------------------------|
| Sommet du Mont Blanc.              | 4.800 m        | 0,35         | 0,1            | Neige poudreuse (1 <sup>er</sup> sept. 1930)        |
| Col du Dôme.                       | 4.300          | 0,44         | 0,1            | Neige altérée (1 <sup>er</sup> sept. 1930)          |
| Grand Plateau                      | 4.000          | 0,44         | 0,04           | Neige très altérée (croûte de glace) (2 sept. 1930) |
| Au-dessus des Grands Mulets . . .  | 3.200          | 0,46         | 0,07           | Névé (2 sept. 1930)                                 |
| Près de la Jonction . . .          | 2.600          | 0,62         | 0,021          | Pseudo glacier (encore poreux) (2 sept. 1930)       |
| Front du Glacier des Bossons . . . | 1.200<br>1.100 | 0,66<br>0,56 | 0,015<br>0,012 | Glacier (16 août 1930)<br>Glacier (16 août 1930)    |

glaciers (en particulier dans le cirque de Talèfre). Le cas général est constitué d'une moyenne de cas particuliers : j'ai fait des centaines de mesures, il en faudrait des millions.

En définitive, on a trois nombres pour caractériser un glacier en un point de sa surface :  $A$ ,  $\tau_0$  et  $k$ . En première approximation, ils me paraissent suffisants. En tous cas, aucun n'est superflu ; par exemple  $A$  ne fait pas double emploi avec  $\tau_0$  ; il ne faut pas non plus chercher à connaître  $k$  en fonction de  $\rho$  :  $k$  est une caractéristique supplémentaire. On peut simplement dire ceci :

Si la surface n'est pas du tout altérée, il est probable que  $A$  dépend uniquement de  $k$ .

Si  $\tau_0$  est très grand,  $A$  ne dépend pratiquement plus de  $k$ .

6° Cas de la neige. — Il est beaucoup plus difficile d'étudier la pénétration des radiations à l'intérieur de la neige. En particulier, au point de vue actinométrique, on ne peut plus opérer en régime permanent, car l'enveloppe de l'actinomètre n'est pas maintenue à température uniforme.

Toutefois, on peut dire qu'en un point à l'intérieur de la neige la brillance est à peu près indépendante de la direc-

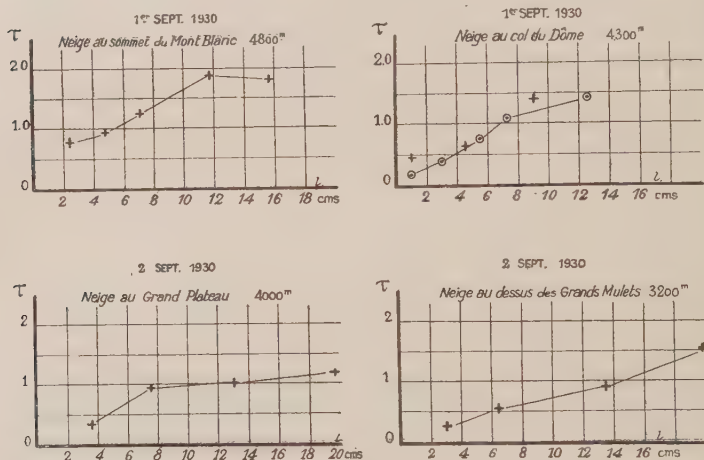


Fig. 9. — Pénétration du flux énergétique solaire à l'intérieur de la neige. Massif du Mont-Blanc (Alpes).

tion (beaucoup plus que pour le glacier). Des mesures approchées permettent d'admettre que l'affaiblissement suit une loi exponentielle pour une neige homogène.  $\tau_0$  semble très faible, pour les radiations visibles et quand la surface n'est pas altérée. Par contre  $k$  est beaucoup plus grand que pour les glaciers. Pour la neige fraîche, on peut prendre pour  $k$  une valeur moyenne de 0,1 (centimètre).

A titre d'exemple, on trouvera dans le graphique 9 quelques pointés relatifs à diverses altitudes dans le massif du Mont-Blanc.

7° La défense radio-thermique des glaciers. — Il n'est pas douteux que l'altération superficielle des glaciers est due à l'absorption sélective des radiations solaires dans les couches peu profondes. Les mesures actinométriques fournissent uniquement la répartition du flux énergétique, mais pas l'absorption à chaque profondeur. Pour étudier l'absorption, il faudrait faire des mesures de température. Malgré plusieurs tentatives, je n'ai pu le faire avec fruit sur les glaciers, car, en été, leur température est trop élevée.

Mais ce qu'il convient de retenir avant tout, c'est que l'altération superficielle diminue beaucoup le facteur d'absorption (1).

On en conclut que : *le processus même de la destruction des glaciers par les radiations solaires constitue une protection efficace de leurs surfaces contre lesdites radiations.*

C'est pourquoi j'appelle ce phénomène la *défense radio-thermique des glaciers*.

*Première remarque.* — J'ai dit dans la première partie que les mesures de températures de la neige pendant le jour étaient faussées parce que les thermomètres absorbaient les radiations solaires qui pénétraient à l'intérieur de la neige. Pour se rendre compte de l'ordre de grandeur de ces perturbations, on peut, en partant des données de l'actinomètre-sonde calculer l'échauffement du récepteur, soit au point de vue conduction, en supposant le récepteur en contact parfait avec la neige, soit en le supposant dans une petite cavité creusée dans la neige (il se comporte alors comme un actinomètre). On peut aussi faire des expériences critiques. De l'étude que j'ai faite à ce sujet, il résulte qu'il est très difficile de se mettre à l'abri de cette cause d'erreur, ou de faire

(1) Il est difficile de mettre nettement ce phénomène en évidence par des mesures d'albedo avant et après avoir « râclé » la surface, car ces surfaces sont presque toujours souillées par des poussières. Mais je considère que le fait ressort de l'ensemble de mes mesures et d'un grand nombre de simples observations.

une correction, si l'on veut obtenir une précision supérieure à 1<sup>o</sup> ou 2<sup>o</sup> au voisinage de la surface de la neige.

*Deuxième remarque.* — Les mesures actinométriques donnent la répartition du flux, mais non l'absorption par le milieu. Pour étudier cette absorption dans le cas de la neige, j'ai utilisé des couples spéciaux, et je disposais un écran arrêtant le rayonnement solaire; puis j'enlevais brusquement cet écran. On constate alors une discontinuité dans la courbe de variation de la température en fonction du temps :  $T = f(t)$ ; on constate aussi une discontinuité de la dérivée  $\frac{dT}{dt} = \varphi(t)$ . En principe la première discontinuité serait due au flux traversant la neige (le couple fonctionnant à ce point de vue comme un actinomètre) et la seconde à l'absorption par la neige. Mais la discussion des résultats est délicate; je m'abstiens d'en déduire des données quantitatives.

---

## CHAPITRE IV

### Considérations théoriques simples.

Calcul du coefficient d'absorption de la glace : *Méthode*. — Soit un glacier quelconque dont la surface plane est altérée ou non, peu importe. Supposons simplement que les surfaces d'égale brillance intérieure, pour une direction déterminée quelconque, soient des plans parallèles à la surface.

Supposons aussi que ce glacier soit parfaitement propre, qu'il n'y ait aucune poussière à sa surface ni dans sa masse (il semble que cela soit bien réalisé dans certains cas) : la surface reçoit un éclairement monochromatique  $E$  uniforme ; le glacier absorbe une énergie  $AE$  ( $A$  = facteur d'absorption).

D'autre part, les centres de diffusion sont des bulles d'air et les grains de la surface : ce sont là des causes de diffraction, de réflexion et de réfraction, mais non d'absorption. Il me semble que la seule cause d'absorption proprement dite (destruction, transformation en chaleur) est l'absorption de la glace.

Soit, à la profondeur  $l$  un volume élémentaire  $v$  de glace pure, et  $m$  le coefficient d'absorption de cette glace pure définie par :

$$F = F_0 e^{-mx}.$$

Si l'élément reçoit une brillance  $\beta$  dans une direction quelconque, il absorbera :

$$mv\beta$$

Il absorbera en tout une énergie :

$$mv \iint \beta d\omega,$$

en intégrant pour toute la sphère.

Soit maintenant  $\rho_0$  la densité de la glace pure, et  $\rho$  celle de la glace bulleuse considérée à grande échelle.

Le glacier absorbera par unité de surface :

$$m \iint \frac{\rho}{\rho_0} \beta d\omega dl,$$

en intégrant par rapport à  $l$  de 0 à  $l_\infty$ .

Mais cette énergie absorbée est AE. On a donc :

$$AE = m \iint \frac{\rho}{\rho_0} \beta d\omega dl.$$

D'où en appelant  $\beta_1$  la brillance moyenne :

$$m = \frac{AE}{4\pi \int_0^\infty \frac{\rho}{\rho_0} \beta_1 dl} \quad \text{avec :} \quad \beta_1 = \frac{\iint \beta d\omega}{4\pi}.$$

Nous avons simplement exprimé le principe de conservation de l'énergie.

*Application.* — On peut utiliser les mesures photométriques sous filtre pour calculer  $m$ . Cependant les mesures photométriques en profondeur étant imprécises, il faudra considérer le résultat comme un simple ordre de grandeur.

Comme je l'ai dit plus haut (p. 39), j'ai admis que la brillance dans un plan parallèle à la surface donnait approximativement la brillance moyenne  $\beta_1$ . Je calculais  $\int_0^\infty \beta_1 dl$  par intégration graphique en admettant que  $\rho$  était égal à  $\rho_0$ , ce qui introduit une faible erreur.

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau IX. Pour les interpréter, il faut tenir compte de deux choses :

1° Le glacier était parfois assez sale en surface ; j'ai noté sur place l'importance que j'attribuais aux impuretés ;

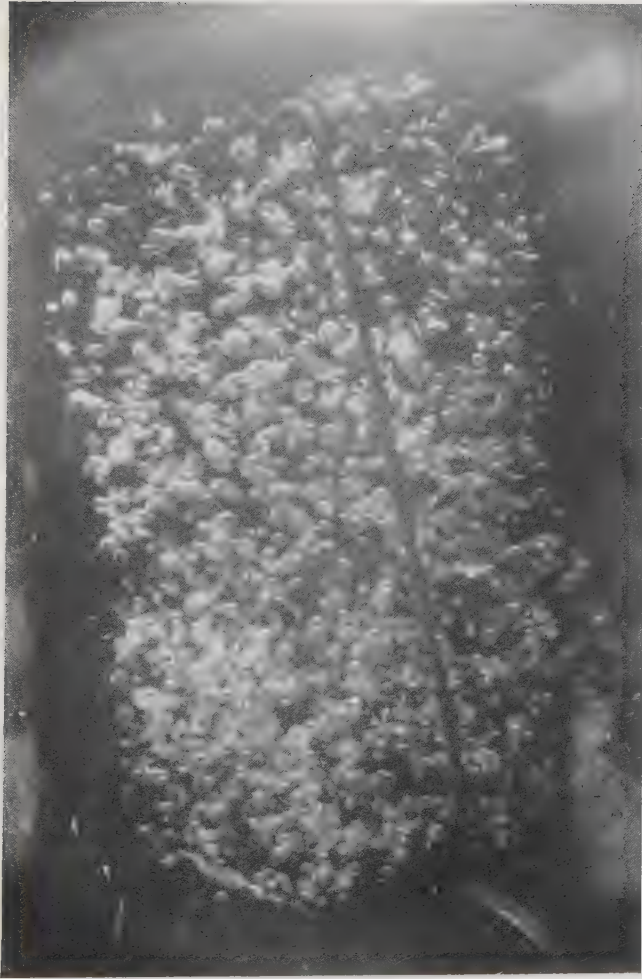


Fig. 10.

Type de glace bulleuse de glacier  
(environ deux fois la vraie grandeur).



TABLEAU IX

*Calcul du coefficient d'absorption de la glace  
d'après les mesures photométriques  
effectuées sur les glaciers des Pyrénées.*

| Glacier                       | Date                         | Coefficient d'absorption                           |                                                  |                                                  |                                                  | Etat<br>de la surface                                                      |
|-------------------------------|------------------------------|----------------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|
|                               |                              | Filtre<br>Wratten<br>n° 45 A<br>0 $\mu$ 50<br>env. | Filtre<br>Wratten<br>n° 61<br>0 $\mu$ 54<br>env. | Filtre<br>Wratten<br>n° 25<br>0 $\mu$ 61<br>env. | Filtre<br>Wratten<br>n° 70<br>0 $\mu$ 67<br>env. |                                                                            |
| Glacier<br>d'Ossoue           | 17 sept.<br>1929             |                                                    | 0,010                                            | 0,011                                            | 0,021                                            | Altérée, peu sa-<br>lie                                                    |
| Glacier<br>d'Ossoue           | 19 sept.<br>1929             |                                                    | 0,015                                            | 0,020                                            |                                                  | Très altérée, peu<br>salie                                                 |
|                               |                              |                                                    | 0,0080                                           | 0,0085                                           | 0,015                                            | La même « grat-<br>tée », encore<br>altérée, mais<br>plus d'impu-<br>retés |
| Glacier<br>d'Ossoue           | 26 sept.<br>1929             | 0,011                                              | 0,0086                                           | 0,010                                            | 0,018                                            |                                                                            |
| Glacier<br>Nord<br>du Taillon | 1 <sup>er</sup> oct.<br>1929 | 0,018                                              | 0,015                                            | 0,017                                            | 0,023                                            | Altérée, assez<br>propre                                                   |
| Glacier<br>de<br>la Brèche    | 2 oct.<br>1929               | 0,015                                              | 0,014                                            | 0,015                                            | 0,025                                            | Pas altérée; im-<br>puretés en<br>profondeur                               |
| Glacier<br>du Casque          | 3 oct.<br>1929               | 0,011                                              | 0,0077                                           | 0,013                                            | 0,019                                            | Pas altérée, pro-<br>pre                                                   |
| Nombres<br>adoptés            |                              | 0,01                                               | 0,008                                            | 0,010                                            | 0,017                                            | Pour un glacier<br>parfaitement<br>propre                                  |

2° Les déterminations les plus précises sont celles qui concernent les glaciers peu altérés et pour lesquels  $k$  est faible.  $A$  est alors plus grand.

En s'inspirant de ces deux remarques, on est conduit à choisir les nombres de la dernière rangée du tableau IX.

En employant le centimètre pour unité de longueur, ce coefficient est de l'ordre de 0,01 vers le milieu du spectre visible.

*Remarque.* — Inversement, si l'on a étudié la répartition en profondeur et si l'on connaît  $m$ , on peut calculer  $A$ .

Cette méthode peut être utilisée pour calculer le facteur d'absorption de la neige, qu'il est difficile de connaître par des mesures directes. Admettons que la glace qui constitue les grains de neige ait le même coefficient d'absorption que celle des glaciers. En tenant compte cette fois de la densité, les mesures en profondeur fournissent pour  $A$  une valeur moyenne de 0,05 dans le milieu du spectre visible.

**Considérations sur le « flux libre » et le « flux absorbé ».**  
— Soit une couche de neige homogène, orthotrope, indéfinie, d'épaisseur  $l$ , limitée par deux plans parallèles. Supposons que cette couche soit placée sur une surface noire et qu'elle reçoive sur l'autre face un éclairement 1. L'ensemble aura un certain albedo que j'appelle  $\psi$ . La surface noire inférieure recevra un flux  $\varphi$  qu'elle absorbera entièrement; c'est pourquoi j'appelle  $\varphi$  le « flux absorbé ».

Supposons maintenant que nous transportions cette couche de neige sur une autre couche de même nature, mais d'épaisseur infinie, dont nous appellerons l'albedo  $\alpha$ . La couche infiniment épaisse recevra un flux  $\varphi$ ; elle renverra vers le haut  $\alpha\varphi$ ; une partie de ce dernier  $\alpha\varphi^2$  sortira de la surface, une autre  $\alpha\psi\varphi$  reviendra sur la couche inférieure et sera de nouveau en partie renvoyée vers le haut; il se produira de nouvelles diffusions successives, décroissant en

progression géométrique. Au total, on peut distinguer les trois flux suivants :

$\Phi$  qui traverse librement la neige de haut en bas à la profondeur  $l$  (« flux libre descendant »).

$\Phi'$  qui la traverse librement de bas en haut (« flux libre montant »).

$\Psi$  qui sort de la couche de neige.

En faisant un schéma, on voit immédiatement que :

$$\Phi = \frac{\varphi}{\alpha\psi} (\alpha\psi + \alpha^2\psi^2 + \dots) = \frac{\varphi}{1 - \alpha\psi},$$

$$\Phi' = \frac{\varphi}{\psi} (\alpha\psi + \alpha^2\psi^2 + \dots) = \frac{\alpha\varphi}{1 - \alpha\psi} = \alpha\Phi,$$

$$\Psi = \psi + \frac{\varphi^2}{\psi} (\alpha\psi + \alpha^2\psi^2 + \dots) = \psi + \frac{\alpha\varphi^2}{1 - \alpha\psi}.$$

On peut faire quelques remarques au sujet de ces équations :

1° En ajoutant une couche finie sur une couche infinie, nous avons toujours une couche infinie ; donc  $\Psi$  doit être égal à  $\alpha$ . La troisième équation donne alors :

$$\varphi^2 = \psi^2 - \frac{1 + \alpha^2}{\alpha} \psi + 1.$$

$\alpha$  étant un nombre constant. Cette équation entre  $\varphi$  et  $\psi$  doit être vérifiée, quelle que soit l'épaisseur  $l$  de la couche finie et isolée (flux absorbé). Mais elle ne suffit pas à donner la variation de  $\varphi$  et de  $\psi$  en fonction de  $l$  ; il faudrait, pour cela, avoir une seconde équation. C'est ce que nous obtiendrons plus loin en mettant le problème sous forme d'équation différentielle.

2° Nous avons admis que les surfaces étaient orthotropes. Or, les deux premières équations montrent que  $\Phi' = \alpha\Phi$ , c'est-à-dire que les flux libres montant et descendant ne sont pas égaux. Il faudrait donc admettre qu'en un point de la masse de la neige, la surface indicatrice de brillance est constituée de deux demi-sphères concentriques, mais de

rayons différents ; il y aurait discontinuité de la valeur de la brillance dans un plan parallèle à la surface. Cela est difficile à admettre, et me semble contraire à l'expérience ; j'en conclus que le raisonnement précédent n'est pas tout à fait rigoureux. Pour expliquer cette anomalie, il faut admettre :

Soit que les hypothèses d'orthotropie et d'absorption sont contradictoires (car supposer que  $\alpha$  est différent de 1 revient à admettre que le corps absorbe).

Soit que l'on n'a pas le droit de couper, même par la pensée, la masse de la neige par des surfaces planes ; un tel plan couperait, en effet, des grains de neige, centres de diffusion élémentaires.

Quoi qu'il en soit, le raisonnement, bien qu'imparfait, conduit à des résultats cohérents et qui cadrent assez bien avec l'expérience. Etant donné la complexité de la question, je me permettrai d'exposer la suite de ces considérations assez simples en les proposant comme essais.

*Remarque.* — Dans la pratique, il ne faut pas perdre de vue cette notion de « flux libre » et de « flux absorbé ». Elle a une importance considérable pour les diffuseurs, comme la neige, qui ont un albedo très voisin de 1 quand leur épaisseur est assez grande.

Par exemple, pour un champ de neige fraîche assez épais, le flux libre à 20 cm. de profondeur est de l'ordre de  $1/100$  de l'éclairement superficiel. Mais si une couche de 20 cm. de neige identique recouvre une prairie (dont l'albedo est faible) les herbes ne recevront que  $1/1000$  (ordre de grandeur) de l'éclairement superficiel.

**Mesure de « l'albedo intérieur » de la neige.** — Les considérations précédentes donnent, pour mesurer l'albedo, une méthode théoriquement très précise.

A une profondeur  $l$ , on mesure la brillance, ce qui donne le flux libre descendant  $\Phi$ . Puis on interpose à la même pro-

fondeur un écran noir aussi grand que possible, parallèle à la surface, et l'on mesure le flux absorbé  $\varphi$ . On a :

$$\Phi = \frac{\varphi}{1 - \alpha\psi}.$$

Si  $l$  est assez grand, on peut admettre que  $\psi = \alpha$ . On a donc :

$$1 - \alpha^2 = \frac{\varphi}{\Phi}.$$

Comme  $\alpha$  est voisin de 1, on peut prendre pour le facteur d'absorption  $A = 1 - \alpha$  :

$$A = \frac{\varphi}{2\Phi}.$$

Ce qui permet de calculer  $A$  avec une assez grande précision.

En fait, cette mesure est très difficile à faire. Mais on obtient toujours pour  $\frac{\varphi}{\Phi}$  des nombres de l'ordre de 0,1, ou même inférieurs, au milieu du spectre visible.  $A$  est donc égal à 0,05, ou même inférieur. « L'albedo intérieur » de la neige est de 0,95 ou même un peu plus grand.

Ce résultat est en bon accord avec celui de la remarque de la page 56, obtenu par une autre méthode pour l'albedo superficiel. On obtient donc à peu près les mêmes résultats par deux méthodes indirectes, mais reposant sur des principes essentiellement différents. Il paraît donc permis d'admettre que le facteur d'absorption d'une couche épaisse de neige fraîche est de 0,05 au milieu du spectre visible.

### **Théorie très simplifiée de la propagation des radiations à l'intérieur de certains milieux troubles.**

(Eclairement uniforme, sur un milieu indéfini limité par un plan).

Supposons que l'on ait le droit de découper par la pensée le milieu par des plans (*1<sup>re</sup> hypothèse*).

Soit une couche élémentaire plane d'épaisseur  $dl$ , recevant sur l'une de ses faces un certain éclairement. Supposons que la brillance produisant cet éclairement soit la même dans toutes les directions. Le facteur de réflexion diffuse de cette lame sera :

$$adl.$$

J'appelle  $a$  le coefficient de diffusion du milieu. Son facteur d'absorption (vraie) sera :

$$ndl.$$

J'appelle  $n$  le « coefficient d'absorption ». Son facteur de transmission globale sera donc :

$$1 - (a + n)dl$$

et je pose  $a + n = b$  pour simplifier l'écriture.

1° *Couche d'épaisseur finie.* — Soit une couche d'épaisseur  $l$ , recevant sur l'une de ses faces la même brillance dans toutes les directions.

Supposons qu'elle obéisse alors à la loi de Lambert par transmission globale, et qu'elle soit orthotrope par réflexion diffuse, quelle que soit son épaisseur (*deuxième hypothèse*).

Soit  $\psi$  et  $\varphi$  ses facteurs de réflexion diffuse et de transmission globale. Il s'agit de trouver les lois de variation de  $\psi$  et de  $\varphi$  en fonction de  $l$ .

Pour cela, plaçons sur l'autre face une couche élémentaire : il se produira des réflexions diffuses successives. En négligeant ces diffusions à partir du second ordre, on voit immédiatement que les facteurs  $\psi$  et  $\varphi$  deviennent pour une épaisseur  $l + dl$  :

$$\begin{aligned}\psi + d\psi &= \psi + a\varphi^2 dl \\ \varphi + d\varphi &= (1 - bdl)\varphi + adl\psi\varphi(1 - bdl).\end{aligned}$$

En négligeant toujours le second ordre, on a :

$$\left\{ \begin{array}{l} 1^0 \quad d\psi = a\varphi^2 dl \\ 2^0 \quad d\varphi = \varphi(a\psi - b)dl \end{array} \right. \quad a \neq b \neq 0.$$

Pour résoudre ce système, on a le droit d'éliminer  $dl$ ; l'intégration est alors immédiate. Pour déterminer la constante, on exprime que  $\psi = 0$  pour  $\varphi = 1$  (pour  $l = 0$ ) et l'on obtient :

$$3^0 \quad a\psi^2 - 2b\psi = a\varphi^2 - a.$$

Equation déjà trouvée en considérant le flux libre et le flux absorbé (p. 57), mais sous une forme différente, car on avait simplement introduit l'albedo  $\alpha$  (c'est-à-dire  $\varphi$  pour  $l = \infty$ ).

Portant l'expression de  $\varphi^2$  en fonction de  $\psi$  fournie par  $3^0$  dans  $1^0$  et posant  $\psi = \frac{b}{a} - y$ , il vient :

$$\frac{dy}{y^2 - \frac{b^2 - a^2}{a^2}} = -adl \quad b > a.$$

Intégrale connue. On en déduit  $\psi$ , en déterminant la constante par  $\psi = 0$  pour  $l = 0$ . On obtient  $\varphi$  en portant la valeur ainsi trouvée de  $\psi$  en fonction de  $l$  dans  $3^0$ . On trouve en définitive :

$$\psi = \frac{b}{a} - \frac{\sqrt{b^2 - a^2}}{a} \frac{1 + e^L}{1 - e^L},$$

$$\varphi = 2 \frac{\sqrt{b^2 - a^2}}{a} \frac{e^{\frac{L}{2}}}{1 - e^L},$$

en posant :

$$L = -2\sqrt{b^2 - a^2}l + 2 \log \frac{b - \sqrt{b^2 - a^2}}{a},$$

on a aussi :

$$\psi_\infty = \alpha = \frac{b - \sqrt{b^2 - a^2}}{a}.$$

On voit que, même avec les hypothèses très simplificatrices adoptées, les flux varient suivant une loi qui n'est pas très simple.

La variation de  $\varphi$  tend cependant vers une exponentielle pour les grandes épaisseurs.

2. Couche d'épaisseur infinie. — Maintenant, pour connaître les flux qui traversent à une profondeur  $l$  une couche d'épaisseur infinie, il suffit d'appliquer les équations trouvées pour les flux libres (voir p. 57). On a :

flux descendant :

$$\Phi = \frac{\varphi}{1 - \alpha\psi},$$

flux montant :

$$\Phi' = \alpha\Phi \quad \text{et} \quad \Psi = \psi + \frac{\alpha\varphi^2}{1 - \alpha\psi}$$

(ce sont toujours des facteurs).

En remplaçant  $\varphi$  et  $\psi$  par leurs valeurs en fonction de  $l$  il vient, tout calcul fait :

$$\begin{aligned}\Phi &= e^{-\sqrt{b^2 - a^2}l}, \\ \Psi &= \frac{b - \sqrt{b^2 - a^2}}{a} = x\end{aligned}$$

(l'expression trouvée pour  $\Psi$  sert de vérification).

En remplaçant  $b$  par sa valeur en fonction des coefficients d'absorption et de diffusion  $a$ , il vient :

$$\begin{aligned}\Phi &= e^{-\sqrt{n(n+2a)}l}, \\ \Phi' &= \alpha\Phi, \\ \Psi &= x = 1 - A = \frac{a + n - \sqrt{n(n+2a)}}{a},\end{aligned}$$

ou :

$$A = \frac{\sqrt{n(n+2a)} - n}{a}.$$

$\Phi$  varie donc suivant une simple exponentielle.

$$\Phi = e^{-Kl}$$

en posant :  $K = \sqrt{n(n+2a)}.$

Le coefficient d'affaiblissement  $K$  dépend des coefficients d'absorption  $n$  et de diffusion  $a$  ; mais  $n$  est en facteur, ce qui semble donner à l'absorption une importance très grande dans l'affaiblissement.

*Remarque.* — Si l'on suppose  $a$  et  $K$  connus, d'après les mesures expérimentales, on peut en déduire les coefficients élémentaires  $a$  et  $n$ . On a :

$$a = \frac{2a}{1 - a^2} K,$$

$$n = \frac{1 - a}{1 + a} K,$$

Si  $n$  est aussi connu, on a :

$$a = \frac{K^2 - n^2}{2n}.$$

*Application.* — Pour le cas de la neige ou du glacier, il paraît logique d'admettre (au moins pour le glacier) que :

$$n = 2m \frac{\rho}{\rho_0},$$

$m$  étant le coefficient d'absorption de la glace pure ( $F = F_0 e^{-ml}$ ),  $\rho_0$  sa densité, et  $\rho$  la densité de la neige ou du glacier considéré. En appliquant la dernière formule et en prenant  $m = 0,01$  (voir p. 56), on trouve ainsi pour des nombres de l'ordre de :

$a = 0,03$  pour le glacier,

$a = 5$  pour la neige.

*Discussion.* — Cette théorie est évidemment très critiquable. Cependant il faut remarquer que je n'ai fait aucune hypothèse sur la loi de diffusion en fonction de la direction pour la couche élémentaire. Je n'ai introduit l'hypothèse douteuse d'orthotropie que pour la couche finie, c'est-à-dire dans un domaine accessible à l'expérience. Or l'expérience montre que, pour une couche assez épaisse, certains milieux troubles sont à peu près orthotropes et laissent passer un faisceau régulièrement transmis négligeable. Il est donc probable que les équations différentielles sont à peu près valables pour des valeurs de  $l$  assez grandes.

Malheureusement, pour déterminer les constantes on est obligé d'appliquer ces équations au cas de  $l=0$ , ce qui revient à introduire, mais au début seulement, l'hypothèse d'orthotropie pour la couche élémentaire. Pour éviter ce départ douteux, on peut faire la remarque suivante :

On peut admettre que pour les grandes valeurs de  $l$ ,  $\varphi$  est un infiniment petit du premier ordre. Alors  $d\varphi$  sera du second ordre, et  $d\psi$  du troisième ; il est permis d'admettre que  $\psi = \text{cst} = \alpha$  ;  $\varphi$  variera suivant une exponentielle ainsi par suite que  $\Phi$  :

$$\Phi = ce^{-[\alpha(1-\alpha) + n]l}$$

$c$  étant inconnu.

D'autre part, mes mesures montrent qu'au moins pour la neige non altérée,  $c$  est très voisin de 1. Si l'on admet que  $c=1$ , on peut alors calculer  $\alpha$  en fonction de  $a$  et de  $n$ , et l'on retrouve les équations précédemment établies.

Il serait intéressant de vérifier avec précision, en laboratoire, si cette loi exponentielle est valable pour des milieux troubles plus homogènes que les glaciers ; car l'étude que j'ai faite est forcément assez grossière. D'ailleurs, les mesures à l'intérieur des glaciers concernent uniquement le « flux libre ». Pour vérifier la loi concernant le « flux arrêté », j'ai étudié le facteur de diffusion par transmission

d'un cahier de feuilles de papier à cigarettes en fonction du nombre des feuilles. Il s'agit alors d'une variation discontinue de l'épaisseur, mais on peut penser, *a priori*, que le résultat doit être analogue à celui d'un milieu continu. J'ai constaté que l'affaiblissement variait, pour de faibles épaisseurs, plus vite qu'une exponentielle; mais, à partir de 8 et jusqu'à 40 feuilles, le facteur d'affaiblissement variait suivant une loi exponentielle en fonction du nombre de feuilles. Les résultats s'accordent bien avec la formule théorique.

---

## RÉSUMÉ DES RÉSULTATS

Les principaux résultats peuvent se résumer ainsi :

1° **Température de la neige.** — La température de la neige en montagne présente de nombreuses particularités, dont deux me paraissent spécialement importantes :

A. — En hiver, par ciel pur, la température d'une couche horizontale de neige subit une variation diurne de l'ordre de 20 à 30°, même lorsque la température de l'air ne varie presque pas. L'amplitude de cette variation s'amortit rapidement avec la profondeur, comme le montre le graphique 2.

B. — Par ciel pur, la neige située à l'abri du rayonnement direct du soleil est toujours à une température très inférieure à celle de l'air; la différence est de l'ordre de 10°.

2° **Conductibilité calorifique de la neige.** — J'ai étudié la conductibilité calorifique de la neige par trois méthodes différentes.

A. — Méthode des variations naturelles (surfaces isothermes planes; régime variable).

B. Méthode du cylindre chauffant (surfaces isothermes cylindriques; régime pseudo-permanent).

C. Méthode de la sphère chauffante (surfaces isothermes sphériques; régime permanent).

Ces trois méthodes donnent à peu près les mêmes résultats. En première approximation, on peut admettre que la conductibilité  $k$  ne dépend que de la densité de la neige. Pour  $0,1 < \rho < 0,6$  on peut prendre comme loi empirique :

$$k = 7(1 + 100 \rho^2) 10^{-5} \text{ o/o cm./sec.}$$

3° Absorption des radiations solaires par les champs de neige et les glaciers. — Dans le spectre visible, une couche épaisse de neige est un diffuseur à très peu près orthotrope. La surface altérée des glaciers est à peu près orthotrope.

Appelons  $A$  le facteur d'absorption d'une telle surface pour un flux pratiquement monochromatique, et  $\alpha$  le facteur d'absorption pour le flux énergétique solaire. Pour la neige fraîche, on trouve que :

$A < 0,2$  et probablement  $< 0,1$ , d'après les mesures directes.

$A = 0,05$  d'après la méthode des flux « libre » et « absorbé ».

$A = 0,05$  d'après la répartition du flux en profondeur et les mesures indirectes du coefficient d'absorption.

$\alpha$  est de l'ordre de 0,3.

Pour les névés (neige tassée à gros grains), l'absorption est plus grande.  $A$ , dans le spectre visible, est d'environ 0,4 et  $\alpha$  de 0,5, quand leur surface est à peu près propre.

Pour les glaciers dont la surface, *propre*, est altérée par le rayonnement solaire,  $A$  est d'environ 0,4 vers le milieu du spectre visible.  $A$  est un peu plus grand dans le rouge ; toutefois la différence est faible.  $\alpha$  est de l'ordre de 0,6. Les nombres varient pour  $A$  entre 0,2 et 0,7 ; pour  $\alpha$  entre 0,5 et 0,9, suivant la structure de la masse du glacier, et suivant, surtout, le degré d'altération de la surface.

4° Pénétration des radiations solaires à l'intérieur des champs de neige et des glaciers. — A l'intérieur de la neige, *la brillance* (pour le spectre visible) est à très peu près indépendante de la direction. On peut même admettre que la neige est intérieurement orthotrope. A l'intérieur des glaciers, la brillance est un peu plus grande du côté de la surface ; mais l'éclairement total intérieur (c'est-à-dire le flux total qui traverse dans les deux sens un élément de surface égal à l'unité) est à peu près indépendant de l'orientation de cette surface.

Pour les glaciers, le facteur d'affaiblissement (rapport de l'éclairement total intérieur à l'éclairement superficiel) varie suivant une exponentielle en fonction de la profondeur :

$$T = T_0 10^{-kl},$$

ou :

$$\tau = \tau_0 + kl,$$

avec :

$$\tau = -\log_{10} T \quad \tau_0 = -\log_{10} T_0.$$

La loi est valable pour un flux monochromatique (dans le spectre visible) mais elle se vérifie aussi pour le flux énergétique solaire.

Cette loi semble également vraie pour une couche homogène de neige, mais les mesures sont moins précises.

En définitive, on a trois nombres pour caractériser un glacier au point de vue optique :  $A$ ,  $\tau_0$  et  $k$  :

1<sup>o</sup>  $A$  est le « facteur d'absorption » ;

2<sup>o</sup> Il paraît permis d'appeler  $\tau_0$  le « pouvoir d'affaiblissement par transmission » de la surface altérée ou salie ; car  $\tau_0$  varie beaucoup avec les caractéristiques de la surface ;

3<sup>o</sup> On a le droit d'appeler  $k$  le « coefficient d'affaiblissement dans la masse » ; car l'expérience montre que  $k$  ne varie pas sensiblement avec les caractéristiques superficielles.

La mesure du facteur d'absorption  $A$  et l'étude de la répartition du flux monochromatique en profondeur, permettent de calculer le coefficient d'absorption  $m$  de la glace.

D'après les mesures que j'ai faites sur les glaciers des Pyrénées,  $m = 0,01$  (cm.) dans le vert (il ne faut pas confondre « affaiblissement » et « absorption »).

5<sup>o</sup> La défense radio-thermique des glaciers. — Le processus même de la destruction des glaciers par les radiations solaires, constitue une protection efficace de leur surface contre lesdites radiations. C'est pourquoi j'appelle ce phénomène la défense radio-thermique des glaciers.

# DEUXIÈME THÈSE

---

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

**Transparence de l'atmosphère**

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 2 Février 1933.

*Le Doyen de la Faculté des Sciences,*

CH. MAURAIN.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

*Le Recteur de l'Académie de Paris,*

S. CHARLÉTY.









